

THÈSES

PRÉSENTÉES

A LA FACULTÉ DES SCIENCES
DE L'UNIVERSITÉ DE PARIS

POUR OBTENIR

LE GRADE DE

DOCTEUR ÈS-SCIENCES NATURELLES

par

Gérard DEMARCQ

1^{re} THÈSE : ETUDE STRATIGRAPHIQUE DU MIOCÈNE RHODANIEN

2^{me} THÈSE : PROPOSITIONS DONNÉES PAR LA FACULTÉ

Soutenues le 3 Mai 1962 devant la Commission d'Examen

MM. PRUVOST

Président

J. JUNG

E. ROCH

H. GAUTHIER

J. GOGUEL

} Examineurs

} Invités

PARIS 1962

TOME I

ETUDE STRATIGRAPHIQUE

DU

MIOCENE RHODANIEN

FACULTE des SCIENCES de L'UNIVERSITE DE PARIS

- PROFESSEURS -

Doyen M. ZAMANSKY

JULIA	T	Analyse supérieure et Algèbre supérieure	GODEMENT	T	Mathématiques (M.P.C.)
E BROGLIE	T	Théories physiques	PISOT	T	Technique mathématique de la Physique
ENANT	T	Anatomie et Histologie comparées	ROCH	T	Géologie
RASSE	T	Evolution des êtres organisés	SCHATZMAN	T	Astrophysique
EVOST	T	Chimie organique	TERMIER	T	Paléontologie stratig.
HAUDRON	T	Chimie appliquée	ZAMANSKY	T	Mathématiques générales
YART	T	Minéralogie et Cristallographie	LENNUIER	T	Physique (M.G.P.)
ISSIER	T	Zoologie	RIZET	T	Génétique (Orsay)
ANGENOT	T	Biologie végétale (Orsay)	ROUTHIER	T	Géologie appliquée
JGER	T	Physique quantique et Relativité	M ^{me} TONNELAT	T	Physique théorique
ONNIER	T	Physiologie générale	DIXMIER	T	Mathématiques (M.P.C.)
VETEAU	T	Paléontologie	SOUCHAY	T	Chimie générale
OCARD	T	Physique (E.N.S.)	AIGRAIN	T	Electrotechnique générale
ARTAN	T	Mathématiques (E.N.S.)	BRUSSET	T	Chimie systématique
FFITTE	T	Chimie générale	M. LEVY	T	Physique théorique des hautes énergies (Orsay)
VARDA	T	Géométrie supérieure	M ^{me} CHAIX	T	Chimie biologique
DULOMB	T	Physique du Globe	Mme HUREL-PY	T	Biologie végétale (P.C.B.)
11 ^e COUSIN	T	Biologie animale (S.P.C.N.)	PIAUX	T	Chimie (M.P.C.)
RETIEIN	T	Chimie minérale	BRUN	T	Mécanique théorique des fluides
RACH	T	Zoologie	LEDERER	T	Chimie biologique
ASTLER	T	Physique (E.N.S.)	M ^{me} DUBREIL	T	Mathématiques (Agrégation)
HRUSSI	T	Génétique	M ^{me} LELONG	T	Mathématiques (E.N.S.)
VIERE	T	Géologie S.P.C.N. et sédimentaire	BELLAIR	T	Géologie (S.P.C.N.)
UTHERET	T	Biologie végétale (P.C.B.)	COTE	T	Physique électricité
JCAS R.	T	Recherches physiques	DUBOIS J.-E.	T	Chimie organique
OMAS A.	T	Biologie cellulaire	LAMOTTE	T	Zoologie (E.N.S.)
RNULF	T	Optique appliquée	MICHEL A.	T	Chimie minérale (Orsay)
ORAND	T	Physique Enseignement	OLMER	T	Energétique générale
LEILLET	T	Physique (P.C.B.)	ROUAULT	T	Electricité (Orsay)
ORTIER	T	Mécanique expérimentale des fluides	GAUTHIER	T	Mécanique appliquée
ANJON	T	Astronomie	BARCHEWITZ	T	Chimie Physique
ITIT	T	Biologie maritime	BROSSEL	T	Physique atomique
JENEY	T	Météorologie et dynamique atmosphérique	BUSER		Physiologie comparée
ALLIEN	T	Embryologie	CAMUS		Physiologie végétale (B.M.P.V.)
CHHORN	T	Botanique	CASTAING	T	Physique (Orsay)
E CUGNAC	T	Biologie végétale (S.P.C.N.)	CURIEN	T	Minéralogie et Cristallographie
11 ^e CAUCHOIS	T	Chimie Physique	MOYSE	T	Physiologie végétale (Orsay)
HELLIER	T	Physique du Globe	NOIROT		Evolution des êtres organisés
HERITIER	T	Biologie générale (Orsay)	PANNETIER	T	Chimie générale (Orsay)
RIVET	T	Radioélectricité (Orsay)	POSSOMPES	T	Zoologie
ONCIN	T	Mécanique générale	PULLMANN	T	Chimie théorique
JBREIL	T	Arithmétique et théorie des nombres	TEILLAC	T	Physique nucléaire et Radioactivité
JELET	T	Chimie organique	TONNELAT	T	Biologie physico-chimique
AGNIARD	T	Géophysique appliquée	VILLE	T	Econométrie
LAMPETIER	T	Chimie macromoléculaire	WILLEMART		Chimie (P.C.B.)
JVILLIER	T	Micropaléontologie	DODE	T	Chimie (Orsay)
JNG	T	Pétrographie	FREYMAN	T	Recherches physiques
RILLAT	T	Microscopie et diffraction électronique	GUINOCHE	T	Biologie végétale (S.P.C.N.) (Orsay)
IEMANN	T	Chimie organique et structurale	ROLLET	T	Chimie (P.C.B.)
ACQUINOT	T	Spectroscopie et physique céleste (Orsay)	M ^{11e} JOSIEN	T	Chimie (S.P.C.N.)
ASSY	T	Physique de l'atmosphère	CHEVALLEY	T	Géométrie algébrique et théorie des groupes
ESTOUCHES	T	Théories physiques	ARNOULT	T	Electronique (Orsay)
MIEL	T	Chimie générale	CHAPELLE	T	Physique (Orsay)
OCART	T	Minéralogie et Cristallographie	DELANGE	T	Mathématiques (Orsay)
P. MATHIEU	T	Physique (Optique)	DENY	T	Mathématiques générales (Orsay)
DUTEAUX	T	Biologie animale (P.C.B.)	GERMAIN	T	Mécanique théorique des fluides
AY	T	Zoologie (Orsay)	LUCAS G.	T	Géologie
HOQUET	T	Théorie des fonctions et Topologie	ALLARD	T	Chimie Physique
ELDMANN	T	Biologie végétale marine	BERTHELOT	T	Physique fondamentale des hautes énergies (Orsay)
MINIER	T	Physique des Solides (Orsay)			Météorologie et physique de l'atmosphère
OST	T	Physiologie comparée	BRICART	T	Psychophysiologie
ORTET	T	Calcul des probabilités et Physique mathématique	M ^{me} ALBE-FESSARD		Physique des solides (Orsay)
			FRIEDEL		Etudes des moléculaires naturelles complexes
CHWARTZ	T	Calcul différentiel et intégral	M. JULIA		Biologie animale (S.P.C.N.) (Orsay)
OUARD	T	Physiologie végétale	LENDER	T	Physico-chimie des radio-éléments
ALAVARD	T	Aviation (Technique aéronautique)	MAGAT		Electrochimie
RELOT	T	Calcul différentiel et intégral	M ^{11e} QUINTIN	T	Chimie du métabolisme
ORMANT	T	Synthèse organique générale	MONOD	T	Physiologie animale (Orsay)
ENARD	T	Chimie minérale	BENOIT	T	Analyse numérique
JVAT	T	Botanique (E.N.S.)	DE POSSEL	T	Chimie analytique
UGUE	T	Statistiques mathématiques	CHARLOT	T	Radiochimie
DULAIRAC	T	Psychophysiologie	HAISSINSKY	T	Physiologie végétale (B.M.P.V.) (Orsay)
LRICH	T	Physiologie végétale	LEMEE	T	Chimie (M.P.C.) (Orsay)
ARECHAL	T	Optique théorique et appliquée	GUERIN	T	Chimie (P.C.B.)
IRRMANN	T	Théories chimiques	CHATELET M.		Physique nucléaire (Orsay)
HADEFAUD	T	Botanique	JEAN	T	Physique (S.P.C.N.)
11 ^e LE BRETON	T	Physiologie de la nutrition	MATTLER	T	Physique théorique des hautes énergies (Orsay)
ALEM	T	Mathématiques générales	MICHEL L.		Zoologie (Orsay)
ELONG	T	Applications de l'analyse à la géométrie	BERGERARD		Electronique (Orsay)
EVILLERS	T	Anatomie et Histologie comparées	BERTIN		Chimie des radioéléments (Orsay)
HRESMANN	T	Topologie Algébrique	BOUSSIÈRES		Thermodynamique et mécanique physique
RANÇON	T	Physique (S.P.C.N.)	M ^{me} COUTURE		Géologie appliquée sur le terr.
LANGAUD	T	Géographie physique et Géologie dynamique	ELLENBERGER		

FRANC
SCHNELL
STOLKOWSKI
ACHER
BAUDOIN
BEAUMONT
BLAMONT
BOURREAU
CURIE D.
DURAND-DELGA
FREON
HELLER
TORTRAT
CAILLEUX
MAGNAN
DAUDEL

T

T

T

M^{lle} FOURCROY

M^{me} CHOQUET-BRUHAT T

Biologie animale (P.C.B.)
Botanique tropicale (Orsay)
Physiologie générale
Chimie biologique (Orsay)
Biologie animale (P.C.B.)
Biologie animale (S.P.C.N.)
Géophysique ionosphère
Botanique
Physique (M.G.P.)
Géologie
Chimie organique (Orsay)
Physiologie végétale
Calcul des probabilités
Géologie (S.P.C.N.)
Physique (S.P.C.N.)
Mécanique ondulatoire appliquée à la Chimie
théorique et à la Physique nucléaire.
Biologie végétale (S.P.C.N.)
Mécanique analytique et Mécanique céleste

M^{lle} VEIL
LWOFF
SIESTRUNCK
LACOMBE
BROCHARD
CABANNES
LESIEUR
MAZET
CAIRE
COMOLET
CORABŒUF
DELLOUE
GORENFLOT
HOUILLOIN
JULLIEN J.
MALGRANGE
OLIVIER
NOZERAN
BLANC-LAPIERRE

T

T

T

T

T

T

T

T

T

T

T

T

T

T

T

T

T

T

Physiologie générale
Microbiologie
Mécanique physique et expérimentale
Métallurgie des métaux nucléaires
Physique (P.C.B.) (Orsay)
Mécanique générale
Mathématiques (M.P.C.) (Orsay)
Mécanique générale (Orsay)
Géographie physique et Géol. dynamique
Mécanique des fluides
Physiologie animale
Physique de l'exosphère
Botanique II (Orsay)
Biologie animale (P.C.B.)
Chimie (P.C.B.)
Tech. mathématique de la Phys.
Antropologie
Botanique II (Orsay)
Physique (E.N.S.) (Orsay)

Secrétaire général R. POUILLAIN

Série A n° 3872

N° d'ordre :

4723

THÈSES

PRÉSENTÉES

A LA FACULTÉ DES SCIENCES
DE L'UNIVERSITÉ DE PARIS

POUR OBTENIR
LE GRADE DE
DOCTEUR ÈS-SCIENCES NATURELLES

par

Gérard DEMARCQ

1^{re} THÈSE : ETUDE STRATIGRAPHIQUE DU MIOCENE RHODANIEN

2^{me} THÈSE : PROPOSITIONS DONNÉES PAR LA FACULTÉ

Soutenues le 3 Mai 1962 devant la Commission d'Examen

MM. PRUVOST

Président

J. JUNG

E. ROCH

H. GAUTHIER

J. GOGUEL

} Examineurs

} Invités

PARIS 1962

TOME I

2222

PROPOSITION

A LA FACULTE DES SCIENCES
DE L'UNIVERSITE DE PARIS

POUR OBTENIR

LE GRADE DE

DOCTEUR EN SCIENCES NATURELLES

EST

DEPOSEE

1. THESE - ETUDE STRATÉGIQUE DU MOUCONTOIS NIDDAHEM

2. THESE - PROPOSITIONS DE LA FACULTE



Deposée le 2 mai 1902 devant le Docteur & Docteur

1. THESE	1. THESE
2. THESE	2. THESE
3. THESE	3. THESE
4. THESE	4. THESE
5. THESE	5. THESE
6. THESE	6. THESE
7. THESE	7. THESE
8. THESE	8. THESE
9. THESE	9. THESE
10. THESE	10. THESE

PARIS 1902

TOME I

On ne peut commander à la nature qu'en
lui obéissant BACON

Je dédie mon travail

A LA MEMOIRE DE F. FONTANNES

... l'erreur, cette compagne inséparable de
l'homme en général et du paléontologiste en particulier ...
FONTANNES, Etudes II, p. 69

AVANT - PROPOS

En présentant ce travail de thèse je me fais un devoir de remercier tous ceux qui directement ou indirectement ont contribué à sa réalisation.

En tout premier lieu j'adresse l'expression de ma très profonde reconnaissance à mon maître M. le Professeur Pierre Pruvost, grâce à qui a pu naître et se développer mon goût pour la géologie et la stratigraphie. Il a bien voulu m'accueillir en son Laboratoire à la Sorbonne comme assistant puis comme chef de travaux. Il m'a aidé de ses précieux conseils tout au long de l'élaboration de ce travail. Il a bien voulu me faire l'honneur d'en présider la soutenance comme thèse de doctorat ès Sciences.

Mes plus sincères remerciements vont à M. le Professeur Jean Goguel qui, voici six ans, m'a proposé comme sujet de thèse la révision stratigraphique du Miocène Rhodanien et n'a cessé de me prodiguer depuis ses plus judicieuses directives. Il s'est donné la peine, ainsi que M. Pruvost, de relire et de corriger le manuscrit.

Toute ma gratitude va encore à M. le Professeur Edouard Roch qui a suivi de près l'origine et le développement de ces recherches, et qui a bien voulu se charger d'en être le rapporteur lors de ma soutenance.

Il m'est agréable aussi de témoigner ma reconnaissance à M. le Professeur Jean Jung qui a accepté avec bienveillance de faire partie de mon jury ; et à M. le Doyen Henri Gauthier qui, venant de m'accueillir en son Laboratoire de l'Institut de Géologie de Lyon, a bien voulu également faire partie du jury.

Mes remerciements vont également à MM. J. Bourcart, L. David, J. Debelmas, G. Denizot, J. Flandrin, C. Gouvernet, A. F. de Lapparent, L. Moret, J. Piveteau, J. Roger, H. Termier qui, à des degrés divers mais avec beaucoup d'obligeance, m'ont fait profiter de leurs connaissances ou de leurs conseils.

Je n'aurai garde d'oublier la féconde collaboration que j'ai rencontrée auprès des géologues des compagnies pétrolières notamment M. de Chevilly et son équipe du secteur Drôme de la Société Nationale des Pétroles d'Aquitaine, M. Duchêne et son équipe de la Société des Pétroles de Valence et M. Germa et son équipe de la Compagnie d'Exploration Pétrolière.

Je veux adresser maintenant mes remerciements à ceux qui m'ont aidé dans mon travail de détermination des faunes :

M. J. Chevalier pour les polypiers, Mme Davadie pour les balanes, M. L. David pour les bryozoaires, M. G. Locointre pour les huîtres, Mlle Signeux pour les poissons. J'adresse un hommage particulier à Mme I. Csepregy-Meznerics de Budapest, qui a bien voulu étudier une partie de mes faunes de pectinidés.

J'ai eu le plaisir également d'avoir d'intéressants échanges de vue avec MM. A. Almela, A. Bonnot, R. Brasseur, Mlle F. Catzigras, Mmes Duboul-Razavet, A. Lefavrais-Raymond, M. M. Lys, Mlle D. Mongin MM. R. Selli, A. Tamisier, G. Truc, M. Vigneaux.

Enfin, si je dédie mon travail à F. Fontannes, c'est que je me fais un devoir de rendre un humble et profond hommage à celui qui a été et demeure le maître incontesté de tout ce qui touche aux études sur le Néogène du Lyonnais et de la Vallée du Rhône. J'associe à cet hommage posthume le nom de Ch. Depéret qui a édifié les premières corrélations générales du Néogène Méditerranéen.

Je souhaite que mon travail, aussi incomplet soit-il, puisse apporter à d'autres géologues une contribution utile à l'étude du Miocène et surtout les incite à en poursuivre l'étude.

Lyon, février 1962

PRESENTATION DE L'OUVRAGE

Le présent travail a pour but d'étudier les relations stratigraphiques des diverses formations du Miocène de la vallée du Rhône.

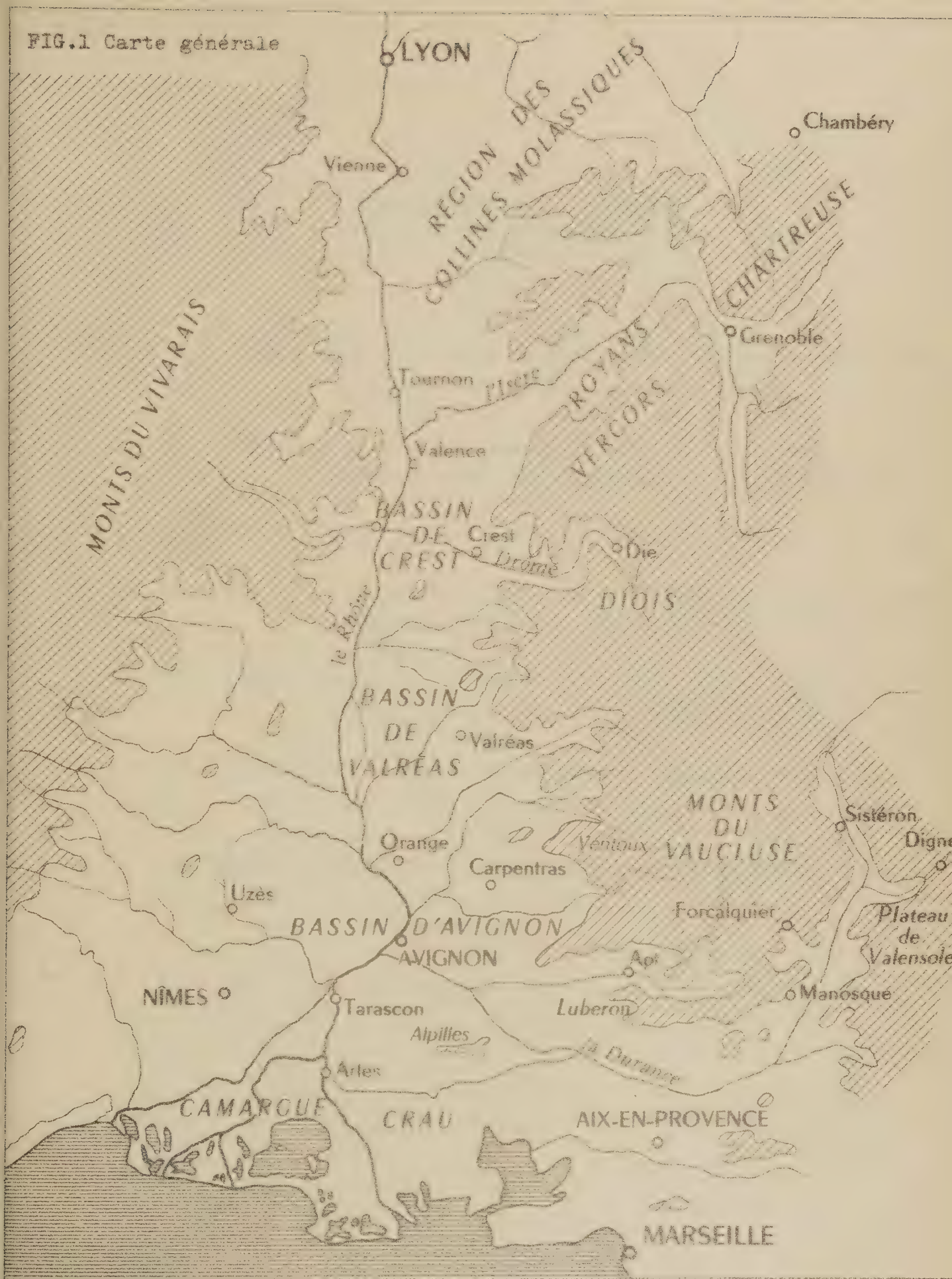
Les limites géographiques de cette étude seront celles du "Bassin Rhodanien" lui-même. Il comprendra au N le Bas-Dauphiné, le Vercors, la moitié S de la Chartreuse, le Lyonnais, la bordure méridionale de la Savoie et du Jura. Plus au S, le bassin de Crest et celui de Valréas nous font entrer dans la Provence. Là, la vaste plaine du Comtat Venaissin nous retiendra longtemps. Ses dépendances du bassin d'Apt et de Forcalquier nous mènent dans le bassin de Digne-Valensole, lui-même relié au S du Luberon, au bassin de la Durance et d'Aix. La partie méridionale de notre domaine est formée par la Crau et la Camargue, qui se continuent vers le SW par la Costière de Nîmes et les régions d'Uzès et de Sommières (Fig. 1).

Le plan que nous suivrons abordera pour commencer, sous forme de révision stratigraphique, l'étude détaillée du vaste Bassin de Valréas. Cette région a l'avantage d'être historiquement, avec Fontannes, la première qui ait été étudiée du Miocène rhodanien. Géographiquement sa position fait d'elle la partie médiane de la vallée du Rhône. Enfin elle a le troisième avantage de montrer une série stratigraphique complète, à la fois variée et bien fossilifère, qui la désigne en quelque sorte, comme la région type du Miocène rhodanien.

Nous passerons ensuite en revue les régions septentrionales (du bassin de Crest au Lyonnais et à la Savoie), puis les régions méridionales (de la région d'Orange à la mer et à la moyenne Durance).

Il en résulte que l'historique sera développé successivement au cours de l'ouvrage à propos de chaque monographie régionale. Aucun travail d'ensemble sur le Miocène rhodanien n'a été entrepris jusqu'à ce jour. Seules les mémorables oeuvres de Fontannes (de 1875 à 1892) avaient sérieusement abordé la question, mais la mort précoce de leur auteur en a prématurément interrompu le cours.

FIG.1 Carte générale



PLAN GENERAL DE L'OUVRAGE

- 1ère PARTIE Répartition stratigraphique des faciès du Miocène
du bassin de Valréas et de ses abords
- 2e PARTIE Les lambeaux miocènes dans la dépression de Mont-
télimar et la série miocène du bassin de Crest .
- 3e PARTIE Etude du Miocène du Bas-Dauphiné
- 4e PARTIE Les faciès du Miocène du bassin de Carpentras et
d'Avignon
- 5e PARTIE Le Miocène sous la Camargue et ses régions bor-
dières. Le problème de l'Aquitanién marin
- 6e PARTIE Etude des diverses séries miocènes des bassins
d'Apt et de la Durance
- 7e PARTIE Synthèses et corrélations stratigraphiques
-

1. ère P A R T I E

REPARTITION STRATIGRAPHIQUE DES FACIES DU MIOCENE

DU BASSIN DE VALREAS ET DE SES ABORDS

PLAN

- 1er CHAPITRE Description des diverses formations de la série
miocène du Bassin de Valréas à partir d'une coupe
figurée p. 5
- 2e CHAPITRE Variations latérales des formations burdigaliennes
et helvétiques de la série miocène précédemment
étudiée à travers l'ensemble du bassin de Valréas
..... p.41
- 3e CHAPITRE Variations latérales des formations tortoniennes et
"pontiennes" dans les massifs de Vinsobres et de
Rasteau p.62
- 4e CHAPITRE Complément d'étude des faciès du Miocène du Bassin
de Valréas d'après les sondages profonds .. p.73
-

1er CHAPITRE

DESCRIPTION DES DIVERSES FORMATIONS DE LA SERIE MIOCENE

DU BASSIN DE VALREAS A PARTIR D'UNE COUPE FIGUREE

=====

Paragraphe 1 : Présentation d'une coupe générale de la série miocène
 =====
 de Chantemerle à Visan
 =====

On peut considérer comme dangereux de commencer une monographie stratigraphique par l'examen d'une seule coupe. Car l'esprit succombe alors à la tendance facile, sinon de vouloir la retrouver ailleurs, du moins d'interpréter les autres observations selon son image. Pourtant il est commode, une fois prémuni contre ces dangers, d'aborder l'étude de la série miocène du bassin de Valréas, par la description successive des assises des divers étages du Système. Nous verrons ensuite que les variations géographiques de ces formations effacent considérablement l'impression de découpage harmonieux que donne cette coupe locale.

Cette coupe orientée NW-SE et étalée sur 12 km est prise entre Chantemerle et Visan, par Chamaret et Richerenches. Nous la présentons dans la figure ci-jointe, sous forme de coupe verticale (Fig. 2). Pour ses relations avec la morphologie de la région correspondante, il suffit de se reporter à la carte géologique au 50 000ème de France (feuille Valréas, levée par l'auteur de 1957 à 1959).

Paragraphe 2 : Méthode d'investigation scientifique pour l'étude d'une
 =====
 série stratigraphique
 =====

Je vais maintenant décrire et définir successivement les divers terrains que montre cette coupe. Pour cette étude je serai quelquefois amené à m'écarter plus ou moins de la ligne Chantemerle-Visan. Cela afin de trouver une localité où la formation à décrire présente les meilleures conditions d'étude : affleurement vaste et durable, lithofaciès bien représentatif, et, si possible, présence de fossiles.

L'unité descriptive de toute étude stratigraphique est la "formation", l'ensemble des formations constituant la "série". La première étape de la recherche stratigraphique consiste en la description "faciologique", ou description "brute" de la formation. L'étude de la faune qui y est incluse permet de fixer un âge relatif pour chacune de ces formations : c'est le stade "biostratigraphique", intimement lié dans la pratique au précédent. Ensuite, vient l'étape de la "Stratigraphie Comparée" ou "Chronostratigraphie". Là, j'examinerai quelles sont les variations latérales des diverses formations préalablement décrites et dénommées, puis j'aborderai l'étude de leurs relations réciproques. Ce dernier stade de l'investigation géologique sera d'ailleurs complété et modifié par l'examen des autres régions du Bassin rhodanien, à l'échelle duquel les mêmes méthodes ont à être appliquées. Les références aux localités types du Néogène permettront, en dernier lieu, de conclure sur la position à prendre quant à la nomenclature et à la classification des divers étages ou sous-étages parmi lesquels, dans le cadre du Néogène Méditerranéen, se répartissent les formations étudiées du Miocène Rhodanien.

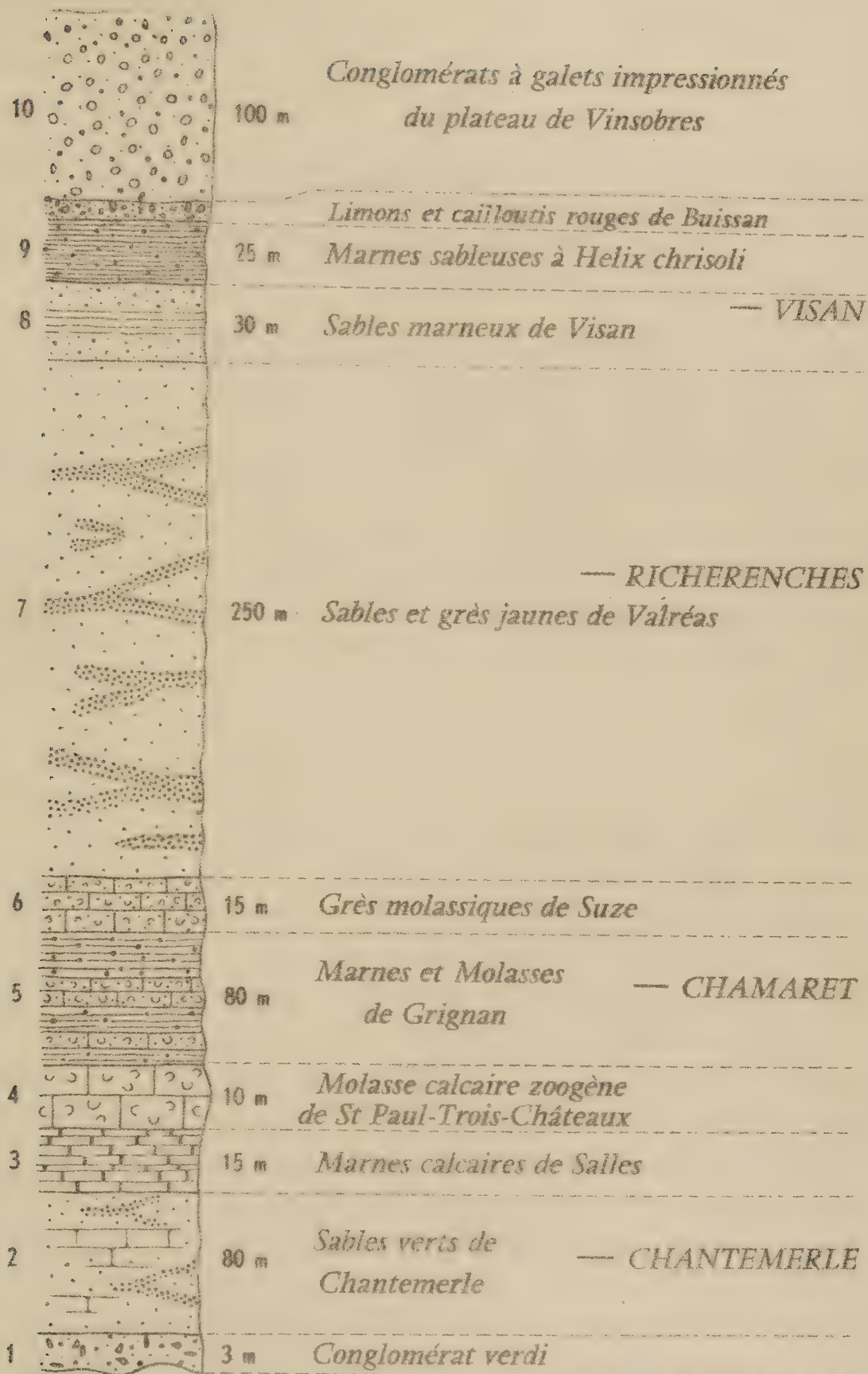


FIG. 2 .— Coupe de la série miocène de
Chantemerle à Visan

Paragraphe 3 : Etude des formations de la base de la série miocène

=====

("Etage Burdigalien") de la coupe figurée

=====

Dans la région de Chantemerle, les couches de base du Miocène affleurent largement. Elles montrent là trois types de faciès : des sables calcareux verdâtres plus ou moins meubles, des marnes calcaires blanchâtres, des calcaires molassiques zoogènes.

Ces trois faciès se trouvent superposés dans les environs de Saint Restitut, Saint-Paul-Trois-Châteaux, Clansayes et Chantemerle. Ils avaient déjà été décrits par Fontannes (Fontannes F. 1876, 1878, 1881) qui a, en outre, donné de très bonnes listes de fossiles.

1) Le faciès détritique

Il est particulièrement bien développé dans les grandes falaises dominant au S le village de Chantemerle. C'est là que nous le définirons. Ce sont des sables meubles ou durcis, jamais franchement grésifiés. Leur teinte est jaune-verdâtre, ou nettement verdâtre ; cette coloration est due à la glauconie, soit présente sous forme de granules, soit enrobant les grains de quartz. Ces sables sont légèrement calcareux. La fraction calcaire est présente sous forme de ciment entre les grains clastiques, beaucoup plus rarement sous forme de débris organiques. Ces derniers existent cependant, notamment selon certains bancs, mais on ne peut pas qualifier l'ensemble de cette formation de "sables zoogènes". La plupart du temps ce sont des débris roulés de mollusques et surtout de bryozoaires. On ne rencontre qu'exceptionnellement quelque fossile déterminable. Mais nous verrons plus loin qu'elle peut acquérir un faciès plus calcareux et zoogène, qui lui, est fossilifère. Ces sables sont assez bien stratifiés et ils montrent fréquemment des stratifications obliques ou entrecroisées.

Nous dénommerons cette formation "sables verdâtres de Chantemerle". Dans leur gisement type, ils atteignent en moyenne 80 mètres d'épaisseur, localement même la centaine de mètres.

La base de ces sables est fréquemment marquée par un poudingue irrégulier, épais de 0,3 à 3 mètres en moyenne. C'est un amas polygénique de galets plus ou moins roulés, souvent verdis de glauconie. Les galets sont de toutes tailles, depuis le millimètre jusqu'à 20, 30 et même 40 cm. Il s'y mêle des éléments de calcaire ou de calcaire gréseux, provenant, comme les silex, du Cretacé ; ou des fragments de calcaire lacustre de l'Aquitaniien. En général l'origine de ces galets est tout à fait locale. Ce conglomérat de "transgression" est souvent très localisé à la base des sables de Chantemerle. Mais il peut quelquefois se répartir, par bancs plus ou moins isolés, dans la partie inférieure des sables. Nous verrons d'ailleurs que ce conglomérat, loin de constituer un niveau stratigraphique, peut se retrouver ailleurs, d'âge différent.

2) Le faciès marno-calcaire

Au-dessus de la falaise des sables de Chantemerle s'observent, sur le plateau dominant le village, des marnes calcaires blanchâtres. Je ne définirai pas cette nouvelle formation dans ce secteur, mais à une dizaine de km au NE de là, près du village de Salles. Dans les tranchées de la route de Salles à Taulignan (R D 24) affleure longuement, à l'E du village, sur une trentaine de mètres d'épaisseur, la même formation qu'au-dessus de Chantemerle. Ces "marnes calcaires de Salles" se suivent d'ailleurs en toute continuité d'affleurement de long des coteaux dominant le ruisseau de la Berre. C'est une marne calcaire blanc-crème, ou gris clair. Elle est très peu ou pas détritique. Elle se présente, suivant les bancs sous les aspects suivants : en bancs épais et compacts à cassure conchoïdale (marno-calcaire en bancs) ; en bancs plus petits se

débitant en plaquettes irrégulières ; ou bien encore fissile et très cassante, se débitant en menus débris. Sa proportion d'argile oscille entre 45 et 30 %.

Cette formation montre localement, entre certains lits, des moules jaunâtres de lamellibranches et de gastéropodes, on peut reconnaître : Arca aff. diluvii LMK., Tapes aff. gesnei BELL., Corbula gibba OLIVI., Panopea aff. monardi DESH., Turritella vermicularis BROCCHI., Ficula condita BRONGN. A la base de la formation, un banc localement riche en pectinidés, déjà signalé par Fontannes, renferme Chlamys praescabriuscula FONT., Chlamys multi-striata POLI., Pecten josslingi SMITH. (= P. lychnulus FONT.), Pecten subbenedictus FONT., Pecten paulensis FONT. J'y ai trouvé, en d'assez nombreux points le Chlamys scabrella LMK., non signalé par Fontannes et considéré jusqu'à présent comme existant seulement dans la partie tout à fait méridionale du bassin rhodanien (cf. Roger 1959 p. 104). On y rencontre aussi Ostrea caudata BROCCHI., et Echinolampas scutiformis LESK. Dans la masse de la formation se rencontrent assez fréquemment des Pecten josslingi SMITH., plus fréquent en bien des endroits que le classique Pecten subbenedictus FONT. (exemple : coupe de la tranchée du pipe-line, au S de Salles, observée en décembre 1961).

Un autre faciès fossilifère réapparaît à la partie supérieure de la formation des marnes de Salles. C'est un marno-calcaire tendre, friable et même souvent poudreux, extraordinairement riche en débris de bryozoaires. On le rencontre au-dessus de Chante-merle et de Salles, mais nous le définirons un peu plus loin, près de la cluse de Lez, entre Taulignan et Montbrison. Son gisement type sera choisi sur le flanc E de la colline Roua, légèrement en contre-bas de la crête (marno-calcaire poudreux de Roua à bryozoaires). Sa couleur est très claire, très blanche. Ce n'est pas une poudre onctueuse, mais une masse meuble finement granuleuse, zoogène, sans fraction quartzeuse notable, et très légèrement argileuse. Cette formation livre de très nombreux échantillons de

bryozoaires, en colonies rameuses surtout, que le lavage naturel par les eaux de ruissellement rassemble en quantité prodigieuse. On peut y reconnaître près d'une cinquantaine d'espèces différentes, parmi lesquelles 34 m'ont été déterminées spécifiquement par L. David (L. David et G. Demarcq, Madrid 1961). Les Celleporidae sont de beaucoup les formes les plus abondantes : les gros débris massifs de leurs colonies rameuses dépassent souvent le décimètre pour un diamètre des branches de 0,5 à 2,5 cm. Sont également fréquentes mais moins spectaculaires, car réduites en fragments de plus petites dimensions, les colonies lamellaires de Steginoporella, Smittina, Tremopora etc ... Parmi les espèces les plus fréquentes, je citerai : Hornera frondiculata LMK., H. striata M-EDW., Tretocycloecia dichotoma REUSS., Amphiblestrum bipunctatum REUSS., Tremopora radificera HINCKS., Onychocella angulosa REUSS., Steginoporella elegans M-EDW., S. brevis var. punctata S. et L., Cellaria crassa WOOD., Hippopleurifera sedgwicki M-EDW., Smittina saccoi CANU., Sertella cellulosa L., Holoporella polythele REUSS., H. palmata MICH., Osthimosia coronopus WOOD, O. glomerata G. et H.

A Roua, la formation livre aussi le Pecten pseudobeudanti DEP. et ROM., dont la détermination m'a été confirmée par Mme I. Csepregy Meznerics, de Budapest. La présence de cette espèce est intéressante, car elle n'était citée, par Depéret et Roman, que du Burdigalien de Vienne, d'Italie et du proche-Orient. Depuis Mlle D. Mongin (thèse 1952 p. 124) l'a signalée dans le Burdigalien moyen de Plan d'Aren, de Lavalduc, de Lambesc, de Fontvieille, et dans le Burdigalien supérieur des Angles. On trouve aussi de nombreuses radioles de très grande taille de Cidaris avenionensis DESM., souvent entières. Il s'y rencontre accessoirement quelques espèces de pectinidés citées précédemment dans les marnes de Salles, ainsi que l'Ostrea caudata BROCCHI.

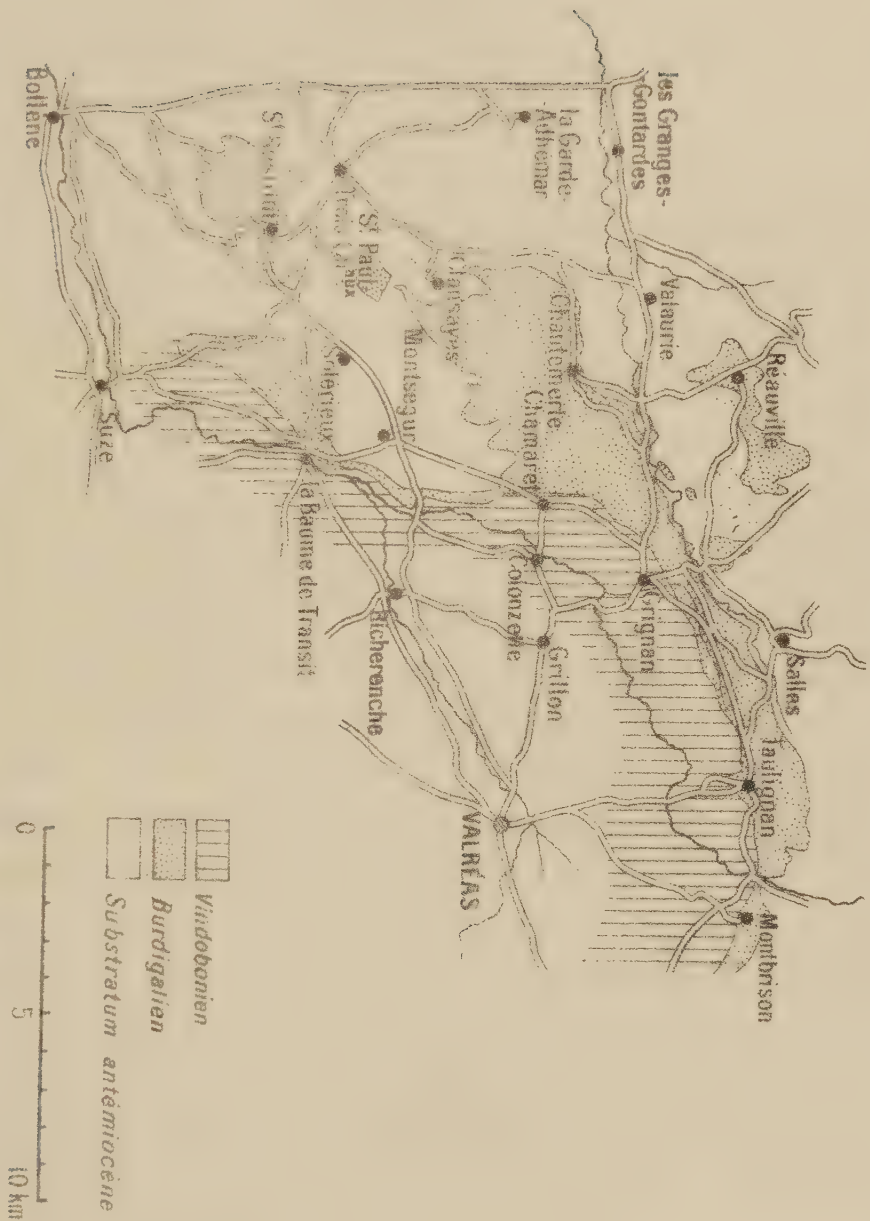


FIG. 3. — Carte schématique du Tricastin

Le calcaire poudreux à bryozoaires est très peu épais, en général 0,5 à 2 mètres ; mais il atteint localement dans son gisement type, une bien plus grande épaisseur (4 à 6 mètres). Je reparlerai plus loin de son extension.

Lithologiquement il fait déjà transision avec la formation suivante, celle de la "molasse calcaire". Je décrirai, en dehors de la coupe de Chantemerle (à Saint-Restitut), un faciès analogue au calcaire poudreux de Roua, également bien fossilifère.

3) Le faciès de molasse calcaire

La plate-forme structurale qui, de la cote 250 à la cote 350, constitue le plateau de Rouvergüe, et qui domine le village de Chantemerle, est formée par la "molasse" calcaire. Je définirai la formation à une douzaine de km au SW de Chantemerle, dans les hauteurs qui, à la même altitude, surplombent le village de Saint-Restitut, près de la petite ville de Saint-Paul-Trois-Châteaux. là les assises miocènes ont été puissamment découpées par l'érosion et forment une colline isolée sous forme de butte-témoin. Comme le plateau de Rouvergüe, sa surface correspond à une plate-forme structurale constituée par la molasse calcaire et située stratigraphiquement au-dessus des marnes de Salles.

La "molasse calcaire de Saint-Paul-Trois-Châteaux" épaisse de 10 à 20 mètres, 30 mètres au maximum, est une roche compacte, beige ou jaunâtre, très calcaire. Elle est relativement peu détritique (1 à 8 % de quartz), nettement zoogène. Ce n'est déjà plus une molasse (= grès à ciment calcaire et pélitique), mais un calcaire zoogène, à débris de bryozoaires, de lithothamniées, et accessoirement de mollusques et d'échinodermes, avec quelques grains de quartz épars. Elle a été activement exploitée, déjà par les Romains, comme pierre de taille. Elle se découpe facilement, et durcit ensuite à l'air. Les principales carrières, maintenant presque

toutes abandonnées, sont celles de Rouvergüe, situées sur le plateau du même nom, entre Chantemerle et Chamaret, et celles plus nombreuses de la plate-forme de Saint-Restitut, où nous définissons la formation. Nous verrons que c'est, de beaucoup, le faciès le plus répandu de l'étage de base du Miocène.

La texture de la roche, tant à Saint-Paul-Trois-Châteaux qu'à Chantemerle, est assez fine, et la base passe aux faciès marneux étudiés précédemment. La formation renferme peu de macro-fossiles ; ceux que l'on rencontre font partie de la liste citée précédemment, avec en plus quelques grands Pectinidés, comme : Chlamys sub-holgeri FONT., Chlamys latissima BROCCHI. var. restitutensis FONT. On rencontre aussi Pecten subbenedictus FONT.

L'ensemble de ces formations (calcaire ou calcaire molassique, calcaire poudreux, marnes calcaires, molasse verdâtre, sables verdâtres, conglomérat verdi) correspond, depuis Depéret, à l'étage Burdigalien, créé par lui. Pour des raisons de commodité, j'utiliserai dès maintenant ce terme pour les qualifier. Il n'en reste pas moins que les recherches récentes dans les localités types, l'étude des corrélations à l'échelle du bassin méditerranéen, et mes observations personnelles dans la vallée du Rhône, m'amèneront dans la suite de ce mémoire, à discuter de la valeur et du sens que l'on doit attribuer à ce terme, et, en voie de conséquence, de la façon dont on doit l'employer pour les formations de la vallée du Rhône.

4) Variations latérales des formations précédentes dans le Tricastin

La région de Saint-Paul-Trois-Châteaux, ou Tricastin, est limitée par la vallée du Lez vers le SE, le plateau de Réauville et du Moulon au N et la plaine du Rhône à l'W (Fig. 3).

NW

SE

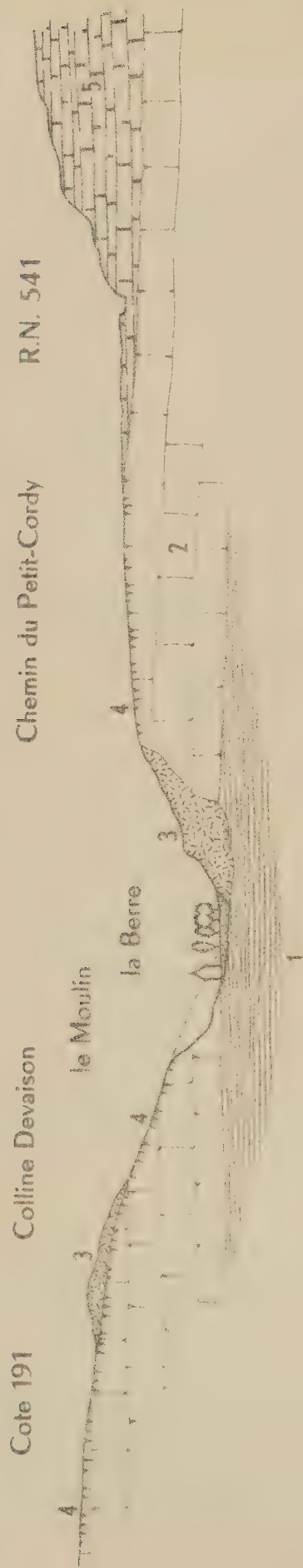


Fig. 4. — Coupe A 190 m à la ferme du Petit Cordy (2,5 km W de Grignon)
substratum éligébien :

- 1. marnes sableuses stampiennes
- 2. calcaires lacustres quaternaires
- 3. molasse détritique véritable
- 4. substratum calcaire éocène
- 5. marnes calcaires de Jolles

Dans ce secteur, les formations de la base du Miocène que nous venons de passer en revue affleurent largement. Etudions les diverses variations faciologiques ⁽¹⁾ qu'elles montrent de part et d'autre de la coupe de Chantemerle.

- a - Les faciès détritiques

Le faciès détritique meuble et azoïque des sables de Chantemerle se suit largement depuis Clansayès jusqu'au N de Grignan. Son épaisseur maximum s'observe à Chantemerle même (80 mètres) c'est là aussi que son faciès est le plus typique. Dans tout ce secteur la base du Miocène repose sur les sables bigarrés de l'Eocène inférieur. La transgression marine miocène a largement affouillé et remanié ce substratum meuble. Au NE de Chantemerle le faciès détritique verdâtre repose sur les marnes, grès et marno-calcaires colorés du Stampien ; puis, entre Réauville et le hameau de Bayonne sur les calcaires lacustres aquitaniens. On note alors progressivement en direction de Réauville, sur cette plate-forme des calcaires aquitaniens, un net changement de faciès dans les couches de base du Miocène. La roche devient plus cohérente, plus litée, plus calcaireuse, et plus zoogène. On passe ainsi à une molasse gréseuse verdâtre, inégalement consolidée. On l'observe bien dans les affleurement irréguliers et les rochers dans les environs immédiats de Réauville. On rencontre quelquefois des débris de fossiles : bryozoaires, balanes, dents de Lamna, fragments indéterminables de pectinidés et d'huîtres. En direction du Bois de Grignan, vers le NW, ces mêmes faciès de molasse gréseuse verdâtre coiffent, sous forme de placages découpés par l'érosion, le niveau de marnes roses sableuses sommital de l'Aquitaniens. Par place, certains lits sont riches en Psammechinus, souvent entiers.

(1)

L'adjectif "faciologique" est un néologisme. Je me permets de l'employer parcequ'il a été officiellement utilisé par le Comité Français de Stratigraphie comme étant d'un usage commode pour correspondre de façon simple au substantif "faciès". (voir Comptes-Rendus de la Séance du Comité Français de Stratigraphie du 27 juin 1960, page 2).

Sur les rives du ruisseau de la Berre, aux lieux-dits : le Moulin Dumas, le Petit Cordy, le grand Cordy, Saint-André de Cordy, la molasse sablo-gréseuse verdâtre recoupe en biseau les bancs méridionaux des calcaires aquitaniens du plateau de Réauville, et vient ainsi reposer sur le Stampien. Sur la rive S du ruisseau elle reprend contact de nouveau avec les calcaires aquitaniens, mais en s'adossant à eux (Fig. 4). En même temps la surface du substratum calcaire est marquée de traces d'érosion marine très nette : surface usée et patinée, perforations nombreuses de lithophages. Sur la plate-forme dominant la rive méridionale de la Berre, le faciès des marno-calcaires de Salles repose directement sur les calcaires aquitaniens arasés.

C'est ainsi que disparaît vers l'E le faciès de molasse sablo-gréseuse verdâtre, par réduction brutale en direction d'un paléorelief sous-marin érodé. A la vérité c'est un phénomène qui a lieu à petite échelle, la dénivellation étant d'une quinzaine de mètres environ. Néanmoins il montre combien les conditions de dépôt des formations de base de la série miocène sont liées aux données lithologiques et structurales du substratum antémiocène. Nous retrouverons des faits analogues, mais beaucoup plus vastes et beaucoup plus importants, dans le Comtat Venaissin.

En direction opposée, vers le SE, les sables de Chantemerle se réduisent assez vite d'épaisseur au niveau même du village de Clansayes (Fig. 5). Là les couches de base du Miocène, qui reposaient sur les sables bigarrés de l'Eocène inférieur, puis sur les grès du Vraconien, viennent recouvrir le Cénomaniens (grès marneux et calcaires gréseux compacts). Corrélativement le faciès se réduit à 15 - 20 mètres d'épaisseur à la côte du Serre, devient calcaireux, zoogène, cohérent, en même temps que grossier et hétérogène. On passe ainsi à une molasse gréso-calcaire vacuolaire. En direction de Saint-Resstitut (colline 196 au N de la R.D. 59, et flanc N du massif de Saint-Resstitut), la base du Miocène repose

W

le Bouchet

les Buissières

(Taulignan)

Naud

Roua

le Lez

Montbrison

Calcaire poudreux
à Bryozoaires



Coupe A

WSW

St André-
de-Cordy

Dagasse

Petit-Cordy

Moulin Dumas

Moulin Foulon

D. 4

(Grignan)

Faysses

D. 9

(Salles)

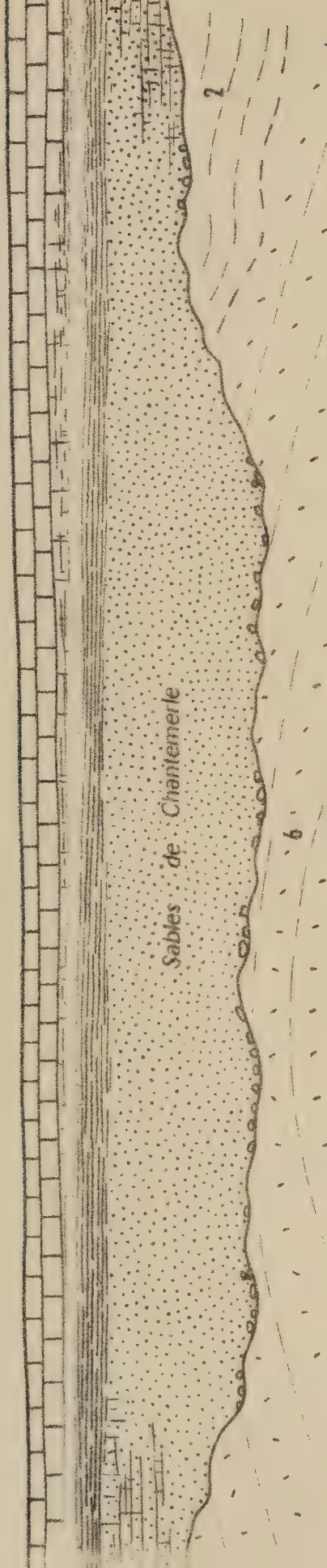
D. 24

ENE



Coupe B

S N WSW EN
 Ladoux les Crevasses les Plaines Chantemerle Lauze Clapiers



Coupe C

N S
 le Chameau les Bés Ladoux
 Chante-Perdrix Bois Noir Clansayès



Coupe D

SSW

NNE

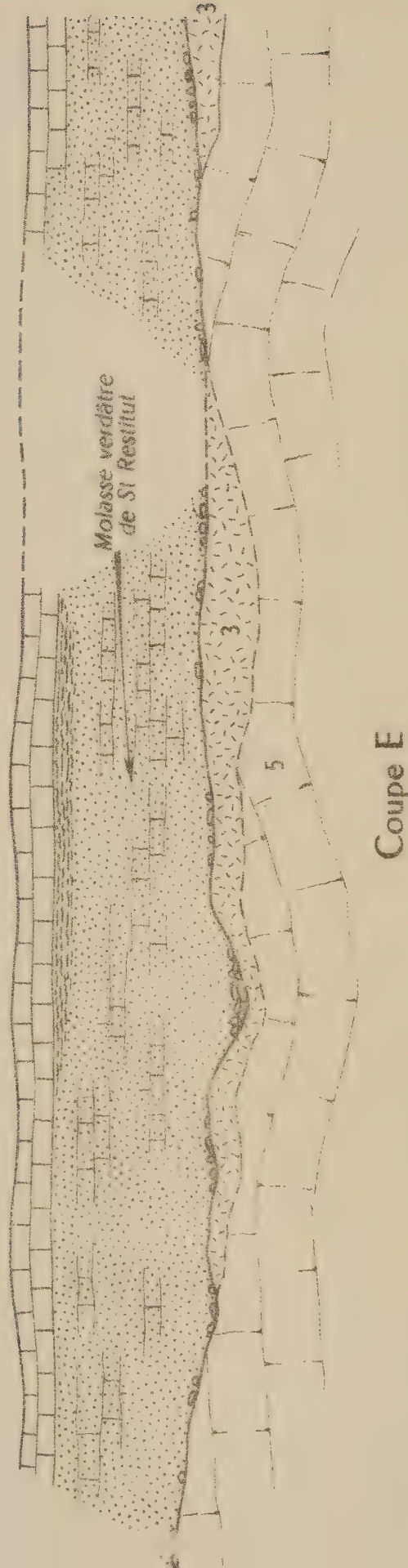
Chabrières (ruines)

Patiface

St Restitut

D. 59

Chante-Perdrix



Coupe E

FIG. 5. Variation des faciès du Burdigalien entre Montbrison et Saint-Restitut.

(successivement du NE au SW volets A, B, C, D et E)

légende du substratum :

- | | | | |
|---|---------------------------------|---|---|
| 1 | calcaires lacustres aquitaniens | 4 | calcaires gréseux Turonien-Cénomaniens supér. |
| 2 | marnes stampiennes | 5 | calcaires gréseux du Cénomaniens inférieur |
| 3 | sables de l'Eocène inférieur | 6 | sables marne-glaucconieux albo-gargasien |

de nouveau sur les sables meubles de l'Eocène inférieur. La molasse gréseuse redevient tout de suite plus épaisse (60 mètres), plus meuble, plus détritique. La périphérie de ce massif de Saint-Restitut va nous montrer des gisements très intéressants dans ces faciès détritiques miocènes. Nous sommes ainsi amenés à définir la "molasse verdâtre de Saint-Restitut". Le faciès est analogue à celui des environs de Réauville. C'est une roche gréseuse, friable, à ciment calcareux, en bancs irrégulièrement meubles ou consolidés. Elle est par place assez zoogène (débris de bryozoaires, de mollusques). Sa couleur est verdâtre, car elle est riche en glauconie.

Elle livre une faune très riche, notamment aux points suivants : talus de la route de Solérieux, en contre-bas de la borne 154,5 ; tournant de cette même route près de la ferme de la Grèze (gisement à scutelles) ; talus de la route de Bollène ; base des Rochers des Trois-Pigeons ; escarpements sous les ruines du château de Chabrière ; etc ... J'y ai trouvé : Chlamys praescabriuscula FONT., très abondant dans certains bancs (route de Solérieux, ferme de la Grèze) ; Chlamys multistriata POLI., avec de nombreuses variétés Chlamys davidi FONT., très fréquent aux Trois-Pigeons ; Chlamys tournali DE S., rare ; Pecten paulensis FONT., assez rare ; Chlamys angelonii de STEF. et PANT., dont la présence n'avait jamais été mentionnée dans le bassin de Valréas ; elle n'est citée par J. Roger, dans le domaine méditerranéen, qu'à partir du Miocène supérieur ; depuis, Mlle D. Mongin l'a signalée dans le Burdigalien supérieur de Fos, de La Montagnette, des Angles (thèse 1952, p. 136). Citons encore Anomia costata BROCCHI., commune ; Ostrea caudata MUNSTER, commune ; Fissurella sp., rare, aux Trois Pigeons ; radioles de Cidaris avenionensis DESM., assez rares ; Echinolampas scutiformis LESKE, très fréquent route de Solérieux ; Scutella paulensis AGASS., extrêmement abondante à la ferme la Grèze et sous Chabrière ; balanes et valves isolées fréquentes (Balanus amphitrite DARW. ; B. concavus BRONN.) ; bryozoaires nombreux ; dents de Lamna ; colonies ellipsoïdales et pustuleuses de nullipores.

La base de la molasse verdâtre de Saint-Restitut débute presque partout par un niveau conglomératique à galets verdis, dont l'épaisseur et la densité sont très variables. Il est analogue à celui que nous avons observé à Chantemerle.

En direction du SE, entre Chamaret et la Baume de Transit, la molasse détritique verdâtre vient se fondre dans la molasse calcaire zoogène pour réaliser un faciès mixte banal que nous examinerons tout-à-l'heure.

- b - Variations latérales du faciès marneux

Il reste semblable à lui-même depuis le N de Taulignan jusqu'au S de Clansayes, tant en faciès qu'en épaisseur (20 à 30 mètres).

En ses deux extrémités, les marnes de Salles diminuent d'épaisseur, acquièrent un faciès marno-molassique hétérogène, et viennent littéralement se fondre entre les deux masses de la molasse détritique inférieure et de la molasse calcaire supérieure. Corrélativement, les deux formations molassiques voient leur faciès converger étroitement et tendre vers un type lithologique intermédiaire de molasse gréso-calcaire, plus ou moins vacuolaire et zoogène (voir plus haut et Fig. 5). Seule la partie supérieure est plus franchement calcaire. Ainsi la "molasse verdâtre de Saint-Restitut" s'interprète, verticalement et latéralement, comme un faciès de transition entre les deux types extrêmes des sables de Chantemerle et de la molasse calcaire de Saint-Paul-Trois-Châteaux. Et ceci est vrai tant au point de vue lithologique que paléontologique, comme le faisait déjà remarquer Fontannes. Une coupe au niveau du village de Clansayes est à cet égard très parlante (Fig.6) Au moment où les marnes de Salles disparaissent en biseau vers le SE, les sables de Chantemerle deviennent molassiques, hétérogènes et plus minces, passant ainsi à la partie inférieure du faciès banal de molasse calcaire. En moins d'un kilomètre, le Burdigalien épais de plus de 100 m et bien différencié, devient homogène et réduit à 15-20 m.

WNW

ESE



FIG. 6. Passages latéraux des faciès du Burdigalien près de Clansayes

1 Helvétien inférieur

2 Calcaire molassique

3 Molasse verdâtre de transition

Substratum : c calcaires gréseux Turonien-Cénomaniens supérieurs

b grès Cénomaniens moyens et inférieurs a sables marneux Albien

4 Marnes de Salles

5 Sables de Chantemerle

Au S immédiat de Saint-Restitut et à un demi-kilomètre de là, dans la partie amont de la Combe Grenier, on retrouve localement le faciès des marnes de Salles. Il s'associe en réalité largement à une marne calcareuse, crème et zoogène, à bancs plus ou moins molassiques, très fossilifère. Ce faciès, assez voisin des calcaires pulvérulents à bryozoaires, et de même signification que lui, (voir plus haut) livre une faune très riche. Le gisement le plus fossilifère, -très représentatif de la faune des faciès marno-calcaires et molassiques du Burdigalien de Depéret- est à cet égard une petite carrière située à gauche et au début de la descente de la route de Saint-Restitut, à Bollène, dans le haut de la Combe Grenier. Elle livre la majorité des espèces citées précédemment.

Quant au banc de calcaire tendre à bryozoaires, il se retrouve, assez constant un peu partout. Il peut toutefois se réduire localement en épaisseur ; il peut également se fondre dans la partie supérieure des marnes de Salles ou dans la partie inférieure des calcaires molassiques. Au S de Salles il a été recoupé sur 5 m par la tranchée du pipe-line au niveau de la D.9 contre la grange ruinée du Cros du Mas : il m'a montré en particulier un banc marneux, tendre mais compact, gris à gris verdâtre, absolument feuilleté de multitude de colonies palmées de bryozoaires dont la teinte blanche ressort sur la tranche ou la surface des plaques.

Au-dessus de Chantemerle, au lieu-dit la Lauze la tranchée du chemin qui passe au pied de la borne 247,9 m'a montré un calcaire légèrement marneux, crème, fin, tendre ou même meuble, moins riche en bryozoaires qu'à Roua. Il renferme par contre une profusion de grandes operculines très plates.

- c - Variations latérales du faciès de molasse calcaire

La molasse calcaire est de beaucoup le faciès le plus fréquent dans les formations burdigaliennes de la Vallée du Rhône. Elle repose soit sur les marnes de Salles, soit directement sur la molasse verdâtre ; mais elle peut aussi reposer sur le substratum antémioène.

Sur la colline de Saint-Restitut, comme sur le plateau de Rouveyre, la molasse calcaire est épaisse de 8 à 15 mètres. Elle est très calcaire, au point que lithologiquement on quitte la définition de la molasse s.s., pour passer à celle d'un "calcaire légèrement gréseux", et même d'un calcaire à rares grains de quartz : l'indice de quartz descend fréquemment au-dessous de 5%. Ce n'est d'ailleurs, à l'échelle de toute la vallée du Rhône, que quand l'épaisseur des formations devient grande qu'elles arrivent à prendre un faciès calcaire assez pur (voir plus loin : calcaire des Baux, calcaire de Ménerbes, calcaire de Beaucaire). Corrélativement le grain calcaire de la roche devient lui aussi assez fin ; les débris organiques sont de petite taille ; les fossiles sont très rares. La roche exploitée à Rouveyre et à Saint-Restitut mérite le nom de calcaire. Il est néanmoins commode de conserver le terme de "molasse calcaire de Saint-Paul-Trois-Châteaux" pour désigner l'ensemble de la formation, car ses variations latérales s'écartent ailleurs de ce type pour prendre celui, bien plus fréquent, d'une molasse calcaire (grains de quartz et grains de calcaire organique enrobés dans un ciment calcaire). Examinons ces variations latérales de faciès.

L'étude de l'extension et des variations latérales des sables et molasses verdâtres et des marnes de Salles, nous ont montré que ces diverses formations, loin de constituer des assises régulièrement superposées, se fondent l'une dans l'autre latéralement et verticalement ; elles se comportent plutôt comme des différenciations lithologiques locales plus ou moins poussées d'une seule et même formation molassique. C'est ainsi que la molasse calcareuse zoogène réalise, par un phénomène de convergence des conditions de sédimentation, le type moyen lithologique le plus banal et le plus répandu

de la base du Miocène. Dans la région de Montségur, de la Baume de Transit, sur le plateau dominant les "étangs" de Suze et jusque près de ce village, sur la butte isolée du Mont Joli, s'observe, reposant surtout sur le Turonien ou le Santonien, une molasse calcareuse, fossilifère, peu épaisse (3 à 8 mètres), beige, blanchâtre ou jaunâtre. La fraction quartzreuse est assez abondante par place ; l'aspect lithologique de la roche reste calcareux et zoogène, d'où son aspect compact, mais tendre et friable par place. Les fossiles sont nombreux : on y rencontre toutes les espèces citées précédemment dans les faciès marneux ou molasso-calcaires. La formation fournit de nombreux gisements, où Fontannes a déjà cité une faune très riche. En particulier les sites de la ferme La Berche, de la Chapelle Saint-Sauveur, de la tranchée de la D. 341, à 1 km W de la Baume de Transit, du plateau des Pousaraches en direction de la ferme Saint-Michel, m'ont livré, en plus des fossiles déjà cités : Natica sp., Fasciolaria tarbeliana GRATEL., Pecten ziziniæ BLANCK., Chlamys latisima BROCCHI var. restitutensis FONT., Pecten pseudo-
bendanti DEP. et ROM., Pecten josslingi SMITH. = Pecten lychnulus FONT., Spondylus crassicostata LMK., Pectunculus glycimæris LIN., Pinna sp., Cardium sp., Clypeaster scillai DESOR., Psammechinus dubius AGASS., colonies de nullipores.

Le fossile de beaucoup le plus fréquent et en même temps le plus caractéristique est le Chlamys praescabriuscula FONT.

Cette réduction locale du faciès et de l'épaisseur de la base du Miocène a lieu suivant une ligne Chamaret-Suze. Elle correspond à un haut-fond du substratum antémiocène dû aux couches dures du Crétacé supérieur. Plus loin vers l'E, dans la région de Bouchet-Visan, nous retrouverons par forage des faciès molassiques redevenus normalement épais.

- d - Interprétation chronostratigraphique des formations de base de la série miocène du bassin de Valréas précédemment étudiées

Fontannes, dans ses études sur les terrains tertiaires du bassin du Rhône, classe les formations précédentes (que nous avons appelées sable de Chantemerle, molasse verdâtre de Saint-Remitut, marnes de Salles, molasse calcaire de Saint-Paul-Trois-Châteaux) dans l'étage Helvétien II de Mayer Eymar (1865). Il les rapproche du "Falunien (pars) de d'Orbigny ; du Miocène moyen de Saucats (un peu plus ancien cependant), de la molasse calcaire de Castries, des Hornen-Schichten de Vienne, du Miocenico medio des Italiens" etc ... Ceci correspond à l'étage Burdigalien défini depuis dans le Bordelais par Depéret en 1892 (faluns du Péloua, de Lacassagne, et de la Coquillière près Saucats et faluns du Coquilhat près Léognan) dans son travail : "Classification et Parallélisme du Système Miocène" de 1892, où il expose la corrélation à l'échelle européenne des diverses formations miocènes.

L'étude chronostratigraphique des formations "burdigaliennes" de la vallée du Rhône ne pourra être traitée qu'à la fin du présent mémoire. Seulement alors toutes les autres formations miocènes auront été décrites et leurs relations réciproques d'une région à l'autre mises au clair. Ainsi c'est dans le cadre de l'ensemble du bassin rhodanien que chacune des unités qualifiables d'étages pourra, après sa révision stratigraphique, être comparée avec celles des autres bassins méditerranéens, en particulier avec celles des régions stratotypiques (Aquitainien d'Aquitaine, Burdigalien du Bordelais, Helvétien de Suisse, Tortonien de l'Italie du N, Pontien du Pont Euxin). Ce sera l'objet de la 7ème et dernière partie. Pour l'instant je me bornerai à consigner les faits qui serviront plus loin aux corrélations et aux synthèses, en continuant d'employer la terminologie en usage classiquement.

Une question qu'il est par contre possible d'aborder dès maintenant, est celle du découpage stratigraphique des formations du Burdigalien rhodanien. A la suite des travaux de Depéret, à une époque où la notion de zone stratigraphique a été largement étendue à toute l'époque Tertiaire, des auteurs comme Roman, Ch. Combaluzier (1932) et encore récemment D. Mongin (1948) ont subdivisé le Burdigalien en deux sous-étages. C'est ce qu'exposent les traités de Géologie classiques : A. de Lapparent (1906), P. Lemoine (1922), R. Abrard (1948), M. Gignoux (1950).

A la vérité quelques réserves étaient déjà faites sur la valeur de cette subdivision et sur celle des prétendues "espèces caractéristiques de pectinidés" (R. Abrard ; M. Gignoux p. 603, p.604, s.q.q.). En toute franchise la faute en revient à Depéret qui, en reprenant et en schématisant les observations remarquables de Fontannes, a forcé les conclusions de son prédécesseur en voulant définir des critères stratigraphiques trop stricts. C'est d'ailleurs un phénomène que l'on constate pour bien des monographies stratigraphiques : les conclusions de la plupart des travaux modernes sont bien plus proches de celles des anciens auteurs, pionniers de la géologie, que de celles des géologues des années intermédiaires.

Ainsi distingue-t-on actuellement dans le Burdigalien :

- Burdigalien moyen II ⁽¹⁾ sables et molasse verdâtre à Scutella paulensis AGGASS., Pecten paulensis FONT., Chlamys davidi FONT., Chlamys justiana FONT.
- Burdigalien supérieur III molasse calcaire à Pecten subbenedictus FONT. et surtout à Chlamys praescabriuscula FONT.

(1) Le Burdigalien inférieur I s. s. n'existe que dans la région de Sausset-la Couronne, à l'W de Marseille. Ce point semble, lui, bien acquis (G. Denizot 1933 - F. Catzigras 1943 - D. Mongin 1948. Nous y reviendrons à la fin de ce mémoire).

Je viens de montrer qu'au point de vue faciologique, les diverses formations étudiées précédemment ne constituent pas des assises stratigraphiques strictement superposées, mais qu'en bien des points elles se fondent latéralement les unes dans les autres. Parallèlement à ces observations, les récoltes paléontologiques permettent également de constater une unité manifeste de l'étage.

En effet, le Pecten paulensis FONT. se retrouve dans les marnes de Salles, dans les faciès intermédiaires marno-molassiques, et dans la molasse calcaire. Le Chlamys justiana FONT. est considéré à juste titre par J. Roger (1939) comme une des nombreuses variétés de l'espèce polymorphe Chlamys multistriata POLI., qui est encore actuelle. Le Pecten subbenedictus FONT. existe dans les faciès détritiques ; il est même cité par D. Mongin en compagnie du Chlamys davidi FONT. dans les sables verts glauconieux de Courthezon près Fontvieille (D. Mongin 1956 p. 40). Quant au Chlamys praescabriuscula FONT., sur lequel reposent surtout les discriminations stratigraphiques, il est présent dans les faciès détritiques tout à la base de l'étage (en particulier : Saint-Restitut, route de Solérieux, ferme la Grèze, Taulignan, ferme Berre etc ...). Il n'y figure pas à titre de rareté ; bien au contraire il existe dans certains bancs en multiples exemplaires ; j'ai même récolté en ces points certains échantillons avec deux valves, absolument pas roulés, qui sont parmi les plus typiques de tout le bassin rhodanien. J'ai également trouvé, aux Trois-Pigeons, le Chlamys tournali de S. (une valve) habituellement cité du "niveau de la molasse calcaire". Quant à la Scutella paulensis AGASS., je ne l'ai citée jusqu'à présent que dans la molasse gréseuse verdâtre ; mais je l'indiquerai plus loin, dans le bassin de Forcalquier (coupe du Vallon près de Reillanne), dans les couches les plus supérieures du Burdigalien.

Il ne reste donc plus de toutes les espèces "caractéristiques" que le Chlamys davidi FONT. Je le considère, avec le Chlamys rhodani MAYER, très rare et (jusqu'à présent) avec le Chlamys pavonacea FONT., encore plus rare, comme des fossiles liés aux dépôts

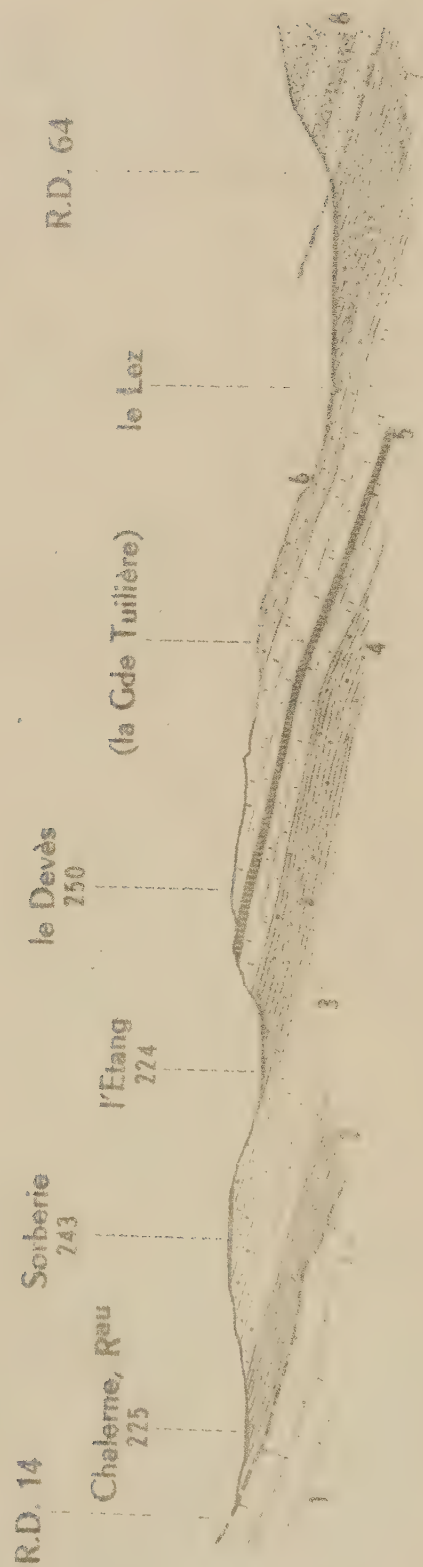


FIG. 7. Coupe de l'Helvétien inférieur entre Salles et Grillon.
 (tranchée de l'oléoduc Méditerranée-Rhin)
 voir légende dans le texte .

sableux du type "molasse verdâtre de Saint-Restitut", sous sa forme la plus détritique. Ces espèces sont d'ailleurs très localisées dans la vallée du Rhône.

Paragraphe 4 : Etude des formations médianes de la série miocène (sous-
 =====
 étage Helvétique) de la coupe Chantemerle-Visan
 =====

Les couches qui surmontent les molasses burdigaliennes, et que nous allons étudier maintenant, sont en concordance parfaite sur ces dernières. Elles correspondent à l'étage Vindobonien de Depéret (1892), groupant les subdivisions anciennement reconnues et définies par Mayer-Eymar : Helvétien s.s. (1865) et Tortonien (1865 et 1868). Nous étudierons pour commencer dans ce paragraphe celles correspondant au sous-étage Helvétien.

1) Etude des faciès de base de l'Helvétien

A quelques kilomètres au SE de Chantemerle, nous poursuivons notre coupe de la série miocène du bassin de Valréas par l'étude des environs des villages de Chamaret, Colonzelle et Margerie. C'est la région la plus favorable de toute la vallée du Rhône pour l'étude de l'Helvétien inférieur néritique. Nous dénommerons cette formation "sables marneux et molasses de Grignan" du nom de la petite ville de Grignan dont le célèbre château domine la région. Reposant sur la molasse calcaire burdigalienne, c'est, sur une épaisseur de 50 à 80 mètres, une succession de bancs de lithologie assez variée dont nous allons énumérer les principaux faciès. Celui qui se montre le mieux en affleurement est une molasse gréseuse, jaune ou roussâtre, souvent grossière, zoogène, assez bien fossilifère par place. Elle peut se présenter sous forme d'un sable calcaireux, à peine durci, ou bien sous forme d'un grès calcaireux compact ; ce dernier donne

dans le paysage des bancs découpés par l'érosion sous forme de corniches ou de tables. Plus rarement on observe un faciès très calcaire, épais de 1 à 3 mètres, pétri de moules de lamellibranches.

Entre ces bancs molassiques s'intercalent des épaisseurs quelquefois assez fortes (10 - 15 mètres), soit de sable quartzeux, soit de marnes grises plus ou moins sableuses. Le premier est un sable jaunâtre, stérile, meuble ou irrégulièrement grésifié, qui annonce celui que nous verrons se développer si largement plus haut dans l'étage. Il est souvent assez grossier, mais homogène et peu lité. Il ne renferme que rarement quelques débris de bryozoaires ou de pectinidés, sinon dans les lits formant passage avec les faciès grésio-molassiques. Le faciès marneux se présente quelquefois assez pur et très argileux (tuilerie de Grignan). C'est une marne bien plastique, gris-bleu, peu calcaire (1 à 10 %). Elle diffère ainsi nettement des marno-calcaires blanchâtres de Salles du Burdigalien. Mais la plupart du temps le faciès est celui d'une marne sableuse ou même d'un sable marneux. Leur couleur est gris, gris-bleu, quelquefois jaunâtre par place. Ces bancs sont assez bien lités, de texture toujours fine, quelquefois micacés. Ils ne renferment pratiquement aucun fossile.

La figure 7 donne la coupe de ces formations entre la D. 14 et la D. 64 au S de Salles. Elle a été relevée dans la profonde tranchée du pipe-line Méditerranée-Rhin, ouverte dans ce secteur en novembre-décembre 1961. Sur les calcaires fins molassiques du Burdigalien (1), compacts et fossilifères à la partie supérieure, on note successivement :

- (2) marnes sableuses, épaisses de 10 mètres. La base livre des débris de pectinidés.
- (3) sables plus ou moins marneux ou compacts : 25 m.
- (4) marnes sableuses à passées sableuses : 12 m.
- (5) ensemble de sables et grès, gris ou gris-jaunâtres, plus ou moins grossiers, peu marneux, irrégulièrement mais assez fortement consolidés (30 - 35 m). Ils forment le ressaut qui se suit depuis Les Roches à l'E jusqu'aux Rebavas à l'W

près de Grignan. Ils contiennent vers le milieu un banc de grès roussâtre (4 m) à petits galets de silex roux et à rares débris de fossiles.

- (6) sables marneux à petits bancs gréseux (8 à 10 m).
- (7) marnes, sableuses à la base. Equivalent probable des marnes bleutées de la Tuilerie de Grignan (12 m). Elles correspondent à la dépression de Lez tout au long de son cours dans le Miocène.

On a donc, sur une épaisseur de 80 à 100 mètres, un ensemble de marnes, sables marneux et grès molassiques, le passage avec les formations du reste de l'étage (Helvétien moyen et supérieur) se marquant par la prédominance des sables jaunes gréseux de faciès monotone (leur base se voit en (8) sur la coupe).

La faune des sables marneux et molasses de Grignan est localisée dans les bancs molassiques et calcareux. Ce sont la plupart du temps des débris, quelquefois très roulés, de fossiles mal déterminables, en particulier de bryozoaires et de pectinidés. Mais certains bancs molassiques, tendres et zoogènes permettent de recueillir par place d'assez nombreux échantillons en bon état. Citons : Ostrea crassissima LMK, Anomia costata BROCCHI, Ostrea caudata MUNST., Chlamys multistriata POLI., Chlamys camaretensis FONT., Chlamys diprosopa FONT., Chlamys gentoni FONT., Pecten fuchsi FONT. (ces deux derniers surtout dans la partie supérieure de la formation), moules de Natica, Turritella, empreintes de Cardium, Cardita, Pectunculus, Tapes, Panopea, Cytherea, Mytilus, Tellina, Arca (rares), radioles de Cidaris avenionensis DESM., Psammechinus, Amphiope perspicillata DESOR. (ces deux derniers surtout dans la partie supérieure de la formation) ; dents de Lamna, de Myliobates ; Balanus, bryozoaires (à la partie supérieure, beaux développements de colonies chiffonnées de Retepora).

Fontannes avait reconnu, pour la région du Tricastin, plusieurs subdivisions dans cette formation des sables marneux et molasses de Grignan, qu'il appelait d'ailleurs "sables et grès à Ostrea crassissima LMK.". Ces distinctions ne sont valables que très localement. On ne les retrouve plus vers l'E, au-delà de la cluse de Lez, vers Venterol. De même, à moindre distance vers le SW, leurs faciès se fondent dans un ensemble de sables et de molasse gréseuse vacuolaire que nous étudierons plus loin.

La partie supérieure des marnes et molasses de Grignan avait été distinguée par Fontannes, sous la dénomination de "grès lumachellique à Cardita michaudi TOURN.". C'est un banc de molasse gréseuse roussâtre vacuolaire, souvent très compacte et très dure, très riche en moules externes de lamellibranches et de gastéropodes (épaisseur 8 à 20 mètres). On l'observe bien dans la région de Chamarret et encore mieux près du village de Suze-la-Rousse, où nous le définirons. Il est associé à un faciès sablo-gréseux, roux, à bancs zoogènes, livrant au N de Suze d'assez nombreux fossiles. La faune des "grès molassiques de Suze" est marquée par la prédominance de Cardita michaudi TOURN. et des espèces mentionnées spécialement dans la liste précédente sous la rubrique "partie supérieure de la formation".

La détermination des autres empreintes de lamellibranches pourtant si nombreuses dans les bancs durs, ne sont guère valables spécifiquement ; elles appartiennent aux mêmes genres que précédemment. Je tiens à signaler toutefois la présence non rare, de quelques polypiers du genre Flabellum, fait véritablement exceptionnel dans le Miocène rhodanien, où ces formes sont rarissimes. Fontannes considérait les faciès grés-molassiques de Suze comme d'un niveau supérieur aux marnes et molasses de Grignan. Nous verrons dans les autres régions qu'ils ne représentent qu'un des aspects de la même vaste formation. Déjà dans la région de Suze et sur le plateau de Saint-Resitut ils envahissent les faciès habituels de Grignan pour différencier dès le toit du Burdigalien une lithologie grés-sableuse à bancs vacuolaires et lumachelliques, typique des "grès de Suze".

2) Etude des faciès du milieu de la série vindobonienne

Si nous continuons la coupe en direction de Visan, nous traversons une vaste plaine alluviale où circulent les ruisseaux tels que la Coronne, le Talobre et l'Hérin ; là les affleurements de Miocène sont rares. On les observe néanmoins près de Richerenches, à la colline des Rochettes, au coteau de Lostau, et aux environs de Visan. On peut en compléter l'étude par l'examen des affleurements situés au NW et à l'E de Grillon, ainsi que dans les abords de Valréas. Nous verrons ces formations former plus loin, dans le secteur NE et E du bassin de Valréas, de vastes paysages.

Ce sont, au-dessus des sables marneux et molasses de Grignan, des sables quartzeux, jaunâtres, peu marneux. Ils forment une masse homogène mais sont très irrégulièrement grésifiés. Leur épaisseur est de l'ordre de 250 mètres dans la région de Richerenches. Ils sont désignés dans le pays par le terme de "safres". Fontannes les appelait "sables et grès à Terebratulina calathiscus FISCHER.", du nom d'un petit brachiopode qui, malheureusement, est rarissime ou même absent régionalement dans la formation. Nous définirons le faciès dans les environs même de Valréas, sous le nom de "sables et grès de Valréas". C'est une formation épaisse et monotone, donnant fréquemment des reliefs où l'érosion a sculpté de façon fantaisiste la masse des sables capricieusement grésifiés.

La grésification s'est en effet effectuée par bancs irréguliers, et même souvent par miches ou par boules isolées. Elle est d'ailleurs très partielle, et réalise tous les intermédiaires entre le sable durci et le grès imparfait. Le grès franc s'observe rarement. Les sables et grès de Valréas sont très rarement zoogènes : on ne rencontre alors que quelques débris indéterminables de bryozoaires très fragmentaires et roulés. Ils ne renferment pratiquement aucun fossile.

Il leur arrive toutefois de devenir zoogènes et un peu fossilifères, mais très localement sur 3 ou 4 mètres d'épaisseur, et sur une surface de l'ordre de l'hectare seulement. C'est le cas près de Visan, au lieu-dit le Moulin-à-Vent. Le gisement est situé en contrebas et à 80 mètres de la route. Le fait est suffisamment rare, comme d'ailleurs à l'échelle de tout le bassin rhodanien, pour qu'on cite toute la faune qu'on peut y recueillir : très nombreuses valves de balanes, nombreux débris de petits bryozoaires, Patella (Fontannes signale P. tournoueri FONT., P. delphinensis FONT., P. vindascina FONT.), Chlamys gentoni FONT., fréquent, Chlamys multistriata POLI, Anomia ephippium LIN., fragments roulés d'huîtres (Ostrea aff. caudata MUNST.) ; une seule valve roulée de Terebratulina calathiscus FISCHER, rares exemplaires de minuscules brachiopodes du groupe des Thecididés, (genre Lacazella), dents de Lamna.

En même temps que zoogène et fossilifère, le faciès devient plus grossier, plus lité. Dans les lits grésifiés en plaquettes grossières s'observent de gros grains de quartz et des petits galets mal roulés de silex et de calcaire crétacés. La corrélation entre la lithologie grossière et le caractère zoogène est la règle générale, pour les rares gisements des sables helvétiques, à travers toute la vallée du Rhône. Nous avons déjà fait une observation analogue pour les faciès de molasse calcaire du Burdigalien.

Il est à noter également la présence de fragments de marne grise (bleuâtre ou jaunâtre) remaniés dans les sables grossiers et associés aux petits galets de roches dures. La part d'entraînement par les courants littoraux est indéniable pour expliquer la présence conjointe de cailloutis et de fossiles roulés.

L'abondance des valves de balanes, surtout proportionnellement aux autres débris de fossiles, est tout à fait caractéristique de ce genre de faciès de sables grossiers de l'Helvétien supérieur rhodanien : ce sont de véritables "sables à balanes" (voir plus loin les gisements du Bassin de Faucon, les sables de Montchenu dans les

collines du Bas-Dauphiné, le gisement de la Font-du-Loup entre Bédarides et Châteauneuf-du-Pape, etc ...). Elle dénote l'existence d'un substratum rocheux, qui seul permet la fixation des balanes et que confirme la biologie des patelles associées. L'absence de paléoreliefs rocheux dans le secteur, l'usure des échantillons, la stratification entrecroisée, coïncident pour déduire l'existence de courants assez importants dans cette mer helvétique. Nous avons vu qu'il en était de même déjà au Burdigalien.

3) Interprétation chronostratigraphique des molasses de Grignan et des ----- sables de Valréas -----

Les critères paléontologiques ne sont guère favorables pour bien dater la formation, si avare en fossiles, des sables et grès de Valréas. Par contre, de bons critères existent pour dater la vaste unité stratigraphique que forme l'ensemble des sables marneux et molasses de Grignan et des sables et grès de Valréas.

La méthode qu'il convient d'employer dans toute étude stratigraphique pour la distinction relative de deux étages doit être basée sur la comparaison des faunes de faciès semblable ; on ne peut comparer sans danger grave, entre deux unités superposées, une faune de faciès vaseux avec une faune de faciès sablo-gréseux, ou avec une faune de faciès calcaire organogène. On risque de superposer aux différences dûes à l'évolution ou au remplacement dans le temps des diverses formes (notion de temps = distinction chronostratigraphique), les différences dûes à leur adaptation ou à leur remplacement du fait de leur changement d'habitat (notion de milieu = distinction biologique). C'est toute la difficulté de la biostratigraphie, sur laquelle se base cependant toute étude chronostratigraphique.

Or il se trouve que les deux ensembles stratigraphiques précédemment étudiés (l'un qualifié provisoirement de Burdigalien, l'autre qualifié provisoirement d'Helvétien) possèdent des assises de lithologie comparable, en particulier des sables calcaireux et des molasses plus ou moins calcaires. Ainsi donc, maintenant que nous sommes sûrs de ne pas commettre de graves erreurs de méthode, voyons quelles sont les nouveautés que présente la faune des molasses de Grignan par rapport à celle des molasses burdigaliennes.

La base des faciès zoogènes de Grignan renferme encore certaines espèces burdigaliennes. On rencontre en effet quelquefois Pecten subholgeri FONT. et Pecten aff. pseudo-bondanti DEP. et ROM. Dans les tout premiers bancs, sur le plateau de Saint-Restitut, j'ai même rencontré une valve de Chlamys praescabriuscula FONT. Fontannes déjà avait fait semblable récolte en d'autres points ; néanmoins le caractère exceptionnel et tout à fait transitoire de cette récolte n'entame pas la valeur stratigraphique de "bon fossile du Burdigalien" que possède, à l'échelle de tout le bassin rhodanien, le Chlamys praescabriuscula FONT ainsi qu'il sera confirmé par la suite. D'autres fossiles comme le Chlamys multistriata POLI., s'étendent du Burdigalien à l'Actuel ; comme l'Amussium subpleuronectes d'ORB., de l'Aquitainien à l'Helvétien. En dehors des quelques pectinidés précités, d'autres lamellibranches se retrouvent communs aux deux étages ; citons Anomia costata BROCCHI., Ostrea caudata MUNST., Pectunculus glycimieris LINNE., Cardium multicostatum BROCCHI., Cardium commune MAYER, Venus multilamella LMK., Tapes gosnei BELL., Dosinia orbicularis AGASS., Macra helvetica MAYER, Panopaea menardi DESHAYES ; il faut toutefois faire remarquer que la fossilisation de ces Lamellibranches a lieu presque exclusivement sous forme de moules internes et ne permet ni une détermination très sûre de chaque échantillon, ni une étude comparative éventuelle des diverses formes d'un étage à l'autre. Signalons encore comme autres espèces communes : Cidaris avenionensis DESM., Psammechinus dubius AGASS., Balanus tintinnabulum LINNE.

Mais le fait paléontologique important reste malgré tout un net renouvellement de la faune. Je reprendrai en détail dans la dernière partie du mémoire (Synthèses et Corrélations), sous forme d'un bilan commun à tous les bassins miocènes du couloir rhodanien, l'examen des espèces pouvant en fin de compte être considérées comme caractéristiques de chaque étage. J'indiquerai ainsi quelles sont celles qui disparaissent après le Burdigalien. Nous avons déjà vu que les Chlamys davidi FONT., Chl. tournali DE S., Chl. pavonacea FONT., et surtout Chlamys praescabriuscula FONT. ne se retrouvent plus après le Burdigalien dans le bassin de Valréas ; il s'y adjoint d'autres formes comme Ficula condita BRONGN., Scutella paulensis AGASS. Mais certaines autres apparaissent : déjà nous avons pu voir le Chlamys gentoni FONT., le Pecten fuchsi FONT.

Quant aux corrélations avec les bassins voisins, elles seront également examinées en dernier lieu. Disons dès maintenant que, classiquement, nos formations de Grignan et de Valréas se mettent latéralement en continuité avec la "molasse de Berne et de Saint-Gall", type de l'Helvétien.

Dans le bassin d'Aquitaine il leur correspond les faluns de Salles ; dans le Miocène de Bretagne et du Val de Loire, les faciès "faluniens" (S. Durand 1958). Mais nous avons à revenir plus sérieusement sur les corrélations avec le bassin aquitain.

Au total les critères paléontologiques sont assez nets, mais avec cette réserve qu'au renouvellement de la faune se superpose un appauvrissement certain. Bien des espèces disparaissent après le Burdigalien. Cela est lié aux conditions mêmes de dépôt des formations "helvétiques", qui deviennent beaucoup plus détritiques ; cette période correspond à un gigantesque ensablement de tout le sillon rhodanien, peu favorable à la prolifération des espèces. L'évolution sur place des formes déjà présentes, ainsi que l'immigration de formes nouvelles, s'en sont ressenties.

Certaines formes, assez nombreuses même, ont néanmoins persisté depuis le Burdigalien, aidées probablement par le changement relativement progressif des conditions de milieu. C'est un phénomène que l'on observe dans beaucoup de séries stratigraphiques au passage d'un étage à l'autre, étant donné surtout que ce sont ici les couches de base de l'étage qui sont fossilifères. Les travaux locaux des spécialistes de foraminifères, ceux des pétroliers en particulier (Lys 1952, Fournier 1961) ont montré que la microfaune de l'Helvétien inférieur classique (sables marneux et molasses de Grignan et grès molassiques de Suze) était proche de celle du Burdigalien. La raison est la même et elle est double : continuité chronologique, analogie de faciès. De plus, comme pour la macrofaune, un terme de comparaison précieux manque pour les formations du milieu et du sommet de l'étage car les sables et grès de Valréas renferment peut-être encore moins de micro que de macrofossiles.

A ces arguments d'ordre paléontologique s'en ajoutent d'autres, d'ordre paléogéographique (en particulier : caractère fréquemment transgressif de l'Helvétien inférieur par rapport au Burdigalien). Ces notions ne pourront se dégager de l'exposé des faits géologiques qu'après l'étude de plusieurs bassins miocènes rhodaniens et même mieux de tous. Je les aborderai donc à la fin du mémoire, d'autant plus qu'en se plaçant ainsi à une plus grande échelle, bien des compléments et des modifications seront également apportés dans l'argumentation paléontologique.

Paragraphe 5 : Etude des formations de la partie supérieure de la série
 =====
 miocène de la coupe Chantemerle-Visan
 =====

Nous décrirons successivement trois formations superposées, bien développées dans les collines et les contreforts du massif qui domine le village de Visan. Elles correspondent dans les monographies classiques des auteurs au sous-étage Tortonien du Vindobonien et à l'étage "Pontien".

1) Formation marno-sableuse marine

Au-dessus des sables et grès de Valréas ("safres"), avec leur faciès local grossier et fossilifère du Moulin-à-Vent, affleure à Visan une nouvelle formation.

On l'observe bien dans tous les coteaux au N de Visan et dans le village même. Ce sont des sables marneux, intercalés de bancs de marnes sableuses, de teinte grise, gris-bleuté ou gris-jaunâtre, quelquefois micacés. La texture est fine, homogène, discrètement litée. L'épaisseur de ces formations est de l'ordre de 30 à 50 mètres. Fontannes les avait déjà décrites (Etudes II p. 53 et III p. 51) et y avait cité une faune abondante. Il y faisait la distinction entre quatre assises, qui, de haut en bas, étaient les suivantes :

- d - marne sableuse à Ostrea crassissima LMK.
- c - sables marneux à Cardita jouanneti DESM.
- b - sables marneux à Ancillaria glandiformis LMK. et Helix delphinensis FONT.
- a - marnes sableuses à Pecten vindascinus FONT.

Cette dernière assise repose sur les sables helvétiques. Ce découpage stratigraphique se révèle comme exact dans les environs mêmes de Visan, mais ne l'est plus en dehors de cette région (voir 3e chapitre). De plus la nature de la faune des divers "niveaux" se trouve différente dans d'autres régions. Mais le grand mérite de Fontannes a été de donner des listes très complètes de fossiles, que les récoltes de géologues locaux ont heureusement complétées. Nous verrons plus loin la répartition latérale et verticale des divers faciès de ces formations et de leurs faunes.

Je décrirai ces formations dans les pentes auxquelles s'adosse le village de Visan, celles qui se suivent au N vers les fermes Peyrouse, Moulin-à-Vent, la Savoyonne, Lobrieu, puis, au-delà du ruisseau de l'Hérin, celles jalonnées par les fermes de Roussillac-Haut, Chivalin, les Sablières.

Les couches de base, cohérentes, grises, marno-sableuses, renferment en certains lits de nombreux moules de lamellibranches (Venus, Solen, Tapes, Cardium, Cardita, Corbula, Cytherea, Thracia, Panopea), de gastéropodes (Natica, Turritella, Calyptraea) ainsi que, plus rarement, des coquilles d'Ostrea exasperata MAYER et de Flabellipecten fraterculus SOW. (= Pecten vindascinus FONT.).

Superposés à ce niveau marin, s'observent des sables marneux, à stratification confuse (nodules et lentilles marneuses jaunâtres, résidus ferrugineux de bois fossile etc ...). Les caractères de la faune vont être quelque peu différents. Ils renferment en effet des espèces marines littorales : Ancillaria glandiformis LMK, Nassa, Pleurotoma (plusieurs espèces), Cardium, Tapes, et, d'après Fontannes Dendrophylla couloujoni THIOL. Mais ils contiennent aussi des espèces terrestres et lacustres, dont la liste complétée par celle de Fontannes, est la suivante : Helix delphinensis FONT., trois autres espèces d'Helix, Limnea heriacensis FONT., Planorbis heriacensis FONT., Hydrobia avisanensis FONT., Bithynia tentaculata LIN., Auricula viennensis FONT., Unio cf. moravicus HOERNES. Tout cela indique une nette influence continentale. On observe bien ces formations dans les coteaux qui dominent la ferme de la Savoyonne.

La partie supérieure du faciès précédent se poursuit par des sables marneux de lithologie analogue mais où la faune d'eau douce ne se rencontre guère. Ils sont bien visibles dans le talus S de l'allée qui monte dans la partie N du village, depuis la route nationale 576, jusqu'au pied de la butte de l'ancien château. On y trouve de nombreuses coquilles de lamellibranches, mais très fragiles Arca, Cardium, Venus, Cardita jouanneti DESM., Solen, Corbula escoffierae FONT., des gastéropodes : Pleurotoma (plusieurs espèces), Nassa (plusieurs espèces), Natica josephina RISSO., Natica volhynica d'ORBIGNY, Turritella (plusieurs espèces dont Turritella cabrierensis FONT. et TOURN.), Rotella subsuturalis d'ORB., Ostrea crassissima LMK, Anomia ephippium LINNE. Fontannes signale encore quelques Helix, mais assez rares. On récolte aussi Ancilla glandiformis LMK.

J'ai eu la bonne fortune de trouver, dans le gisement de l'Allée de Visan, un Chlamys qui, à première vue, pour un géologue accoutumé à la faune du Miocène de la Vallée du Rhône, rappellerait le Chlamys diprosopa FONT. Mais il en diffère par bien des caractères et est à rapprocher d'une forme du groupe du Chlamys scabriuscula MATH. Il s'agit du Chlamys sacyi PAYR, dont je dois la détermination précise à Mme Csepregy-Meznerics, de Budapest. C'est une espèce qui n'avait jamais été trouvée dans le Miocène rhodanien ; elle est citée du domaine atlantique (Burdigalien du Portugal, Helvétien des Basses Pyrénées ; cf. J. Roger 1939).

Il est à noter, pour l'ensemble de la faune marine des sables marneux et des marnes tortoniennes, l'extrême rareté des bryozoaires, qui tranche singulièrement avec leur prolifération dans les sédiments burdigaliens et helvétiques.

La partie terminale de la formation marno-sableuse fossilifère montre, dans les environs de Visan, un banc de marnes plus ou moins sableuses grises ou gris-bleutées très riches en grandes Ostrea crassissima LMK. Il est très bien observable dans la pente des ravins près de la ferme Gonthier, en contre-bas du Coteau Pointu. Les échantillons de grandes huîtres, dont certains arrivent à dépasser 40 cm, se trouvent fréquemment avec leur deux valves ; elles sont absolument intactes, et en très grand nombre. C'est pourtant un banc discontinu qui peut manquer sur de grandes distances. Il constitue un repère stratigraphique précieux.

Ce banc de marne sableuse renferme également à l'intérieur des valves d'Oestrea crassissima LMK, de nombreux moules de lamellibranches : Cardium, Solen, Lucina, Venus, Corbula, Tellina.

J'appellerai tout cet ensemble de sables marneux et de marnes sableuses, bien observable et bien fossilifère aux abords de Visan : les "marnes sableuses de Visan". Fontannes les considérerait comme correspondant au Tortonien de Mayer. C'est également l'opinion de Depéret. Nous en trouverons d'autres faciès, analogues et également

fossilifères, qui nous permettront de vérifier cette attribution chronostratigraphique.

2) Formation marno-sableuse lacustre

C'est, épais de 30 à 45 mètres, un ensemble de sables, sables marneux, marnes sableuses, marnes argileuses plastiques, marnes ligniteuses, etc ... de couleur gris clair. Cette formation repose sur le banc à Ostrca crassissima LMK et s'observe sur les pentes du plateau qui s'étend de Visan à Vinsobres.

Les divers lithofaciès passent latéralement et verticalement l'un à l'autre de façon multiple. Les parties les plus sableuses sont fréquemment marquées d'une stratification confuse : lits, lentilles et poches avec galets calcaireux ou nodules marneux ; rognons marno-ferrugineux creux ("aétites") ; plaquettes éparses de marne jaune ; passées grossières etc ... Dans les poches à sédimentation grossière on rencontre quelques coquilles terrestres fragiles. Ce sont surtout des Planorbis et des Helix, dont Helix christoli MATH, mais ils sont assez rares, et toujours très fragiles. Un des gisements qui m'a semblé le plus typique est situé dans le deuxième lacet de la R.D. 46 au SE de Valréas, à 150 m au-dessus de la ferme La Barette.

Les coquilles lacustres sont un peu plus fréquentes dans les bancs de marne plastique noirâtre ligniteuse. Ils ont un test rosâtre mais sont extrêmement fragiles et difficiles à recueillir ; on y reconnaît particulièrement des Melanopsis à rattacher probablement au Melanopsis kleini KURR. Dans l'ensemble de la formation se rencontrent de temps en temps, des débris végétaux ligniteux et ferrugineux, très fragiles et tombant vite en poussière. Ils sont le plus souvent réduits à des fragments de tiges indéterminables, même dans les bancs marno-ligniteux.

Ces marnes et sables fluviolacustres surmontant les formations tortonniennes marines, étaient jusqu'à présent, considérées comme d'âge "pontien". J'étudierai plus loin en détail la signification

et la valeur de ce terme de "Pontien", que je serai amené à abandonner. Cela signifiait en tous cas qu'on faisait une coupure stratigraphique importante entre ces deux ensembles. Je pense au contraire qu'il paraît assez artificiel de les séparer. La nature hétérogène de la sédimentation et la constitution mixte de la faune dans la moitié supérieure du Tortonien marin annoncent en effet de façon frappante les caractères des dépôts fluvio-lacustres qui les surmontent. J'apporterai au cours de ce travail d'autres arguments poussant à mettre la limite entre Tortonien et "Pontien" au-dessus des faciès marno-sableux à Helix christoli MATH.

Quoiqu'il en soit il convient d'examiner maintenant les formations par lesquelles va s'achever l'étude de notre coupe de la série miocène du bassin de Valréas.

3) Formation conglomératique terminale

Le plateau qui domine Visan, à l'altitude d'environ 330-370 m est constitué par une masse importante de conglomérats.

Le ciment emballant les galets peut être soit un sable, soit un sable marneux. Sa couleur est généralement claire, gris-blanchâtre, ou gris-jaunâtre.

Les galets, très fréquemment impressionnés, sont constitués en majorité par les calcaires des couvertures jurassique et crétacée des zones subalpines. Il s'y mêle des silex. Les galets de granite sont très rares. L'usure des galets est en général très marquée, l'émoussé et l'aplatissement sont assez élevés. Les cupules d'impression sont fréquemment soulignées d'une teinte roussâtre qui, de loin, donne un aspect tacheté aux galets. La taille de ces galets varie de 2-3 cm à 10-15 cm.

La consolidation des bancs conglomératiques est très irrégulière mais en général peu poussée. Au maximum peut-on observer des bancs de grès imparfait. La cohérence s'effectue de préférence suivant la stratification.

Cette formation est épaisse de 90 à 130 mètres dans les massifs qui dominant Visan. Elle est, à grande échelle, nettement stratifiée. Entre des bancs de conglomérats de quelques mètres, s'observent des passées sableuses ou marno-sableuses dépourvues de galets dont l'épaisseur peut atteindre quelquefois une dizaine de mètres. Je dénommerai cette formation "conglomérats du plateau de Vinsobres" du nom du village dominant la vallée de l'Aygue à une dizaine de km à l'E de Visan. L'altitude de ce plateau monte progressivement vers l'E ; à la limite des feuilles Valréas et Nyons, les points hauts dépassent déjà 430 mètres (les Leuches), marquant le relèvement des couches miocènes en direction des chaînes subalpines.

Cette formation n'avait pas été décrite par Fontannes, qui se bornait à la considérer comme des "alluvions anciennes" ; il lui accordait une faible épaisseur et rendait les éboulis de pente responsables des grandes dénivellations observées. A la vérité ces éboulis sont très développés, mais ne font que prolonger très loin en contre-bas l'affleurement de la formation à galets.

Depuis Depéret, les conglomérats du plateau de Vinsobres, sans pour cela avoir été décrits davantage, sont dénommés "pontiens". J'étudierai en détail, à la fin de l'ouvrage, le dossier du "Pontien" et, malgré les plaidoiries de la routine, un jugement sain ne pourra être rendu qu'en condamnant le terme.

Quoiqu'il en soit les conglomérats du plateau de Visan sont bien distincts des formations précédentes qualifiables de Tortonien. L'apparition des premiers bancs conglomératiques dans la série miocène supérieure se fait de façon nette. Elle a lieu au même niveau dans d'autres régions. De plus la base des conglomérats est assez souvent marquée par un faciès particulier, que je vais décrire maintenant.

C'est une formation rouge bien marquée, épaisse de 5 à 10 mètres et même plus. On l'observe la plupart du temps dans le plateau de Vinsobres sous forme de sable marneux, de coloration très vive, rouge, rouge ocre, marron rouge. Sa texture est homogène, peu litée,

souvent finement panachée, avec quelquefois des éléments plus grossiers. Cette formation se voit de loin dans le paysage (Ex : pentes de la haute vallée de l'Hérin en contre-bas du Bois des Plaines, vers la cote 340 ; affleurements le long de la petite route D 100, dans le virage au-dessus de la ferme Byon, ainsi que vers le col en amont de la combe Mercière, vers la cote 400). Plus rarement s'observe un faciès rouge caillouteux, à graviers et cailloux peu roulés. Nous retrouverons ailleurs ces limons et cailloutis rouges, en particulier là où il y aura lieu de les définir, à Buisson, au S de l'Aygues.

L'extension géographique du faciès rouge, bien que générale, est discontinue. Il ne s'étend que par surfaces de quelques hectares seulement. Verticalement il est situé à la limite exacte des deux formations des sables et marnes à Helix christoli MATH. et des conglomérats de Vinsobres. Il correspond, parmi les faciès non marins du Miocène terminal, à l'intercalation d'un régime continental très net, que l'on ne rencontre à aucune autre période miocène. C'est dans les formations -de même âge et de même faciès- dites du Mont Lubéron, au N de Cucuron, que l'on a trouvé la célèbre faune de mammifères décrite par Gaudry en 1873.

Ces conglomérats à galets impressionnés du plateau de Vinsobres, pour si peu qu'ils aient été décrits, sont reconnus depuis toujours comme une formation essentiellement continentale, fluvio-lacustre ou fluvio-terrestre. Je n'y ai jusqu'à présent trouvé aucune faune continentale. Mais j'ai été assez surpris quand, lors des relevés de la feuille Valréas au 50 000e, je découvris au N de Visan, dans cette formation, des bancs à huîtres. Le gisement est situé dans l'amont du ravin immédiatement au N des ruines de la ferme de la Bézucle, à 1,6 km à l'ENE de Visan (lieu dit Coteau Pointu). La coupe, de haut en bas, est la suivante :

Base des	(	- Grandes épaisseurs de conglomérats à galets
conglomérats	)	impressionnés.
de Vinsobres	(	- 4 m alternance de bancs à galets et de couches
	)	marno-sableuses à huîtres.
	(	- 12 à 15 m conglomérat.
	)	

Tortonien supérieur lacustre	() (	- 18 m marnes sableuses lacustres gris clair à débris de Planorbis ; la base est plus sableuse et cohérente.
Tortonien marin	() ()	- 5-6 m marne sableuse gris-bleue à <u>Ostrea cras-</u> <u>sissima</u> . - marnes sableuses marines tortoniennes de Visan.

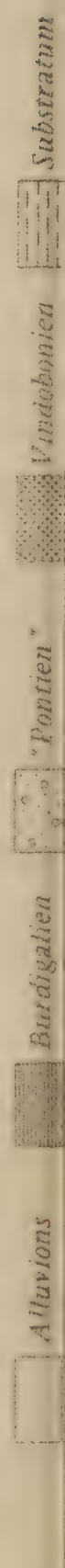
J'avais pensé, au début, qu'il pouvait s'agir d'un placage littoral de sables plaisanciens marins. Mais les couches à huîtres sont rigoureusement en place dans la séquence des assises miocènes ; et la limite du Plaisancien littoral n'est connue que plus au SW de ce point. Les coquilles d'huîtres -en très grand nombre- ne sont ni roulées, ni remaniées et sont fixées en place sur les galets, ou l'une sur l'autre. Elles sont petites, au test fragile et imparfait, aux formes très variables et très contournées. Les conditions écologiques étaient sans aucun doute assez peu favorables à leur développement normal. J'ai montré ces échantillons à M. Lecoindre qui les considère comme se rapprochant de l'Ostrea falsani LOC. En 4 mètres d'épaisseur on observe bien, surtout après de grandes pluies, 3 ou 4 bancs étendus sur 4 à 6 mètres de longueur. Je désignerai ce gisement sous le nom de "couches à huîtres de la Bézucle". Elles sont bien en place dans la base des conglomérats "pontiens" du plateau de Vinsobres.

Cette découverte invite donc à ne plus considérer comme exclusivement "continental" le dépôt des conglomérats à galets impressionnés de Vinsobres. Il pose le problème de leur relation avec les séries marines ou tout au moins à influences marines de la fin du Miocène dans le domaine mésogéen (problème du Pontien s.s., du Messinien, du Sahélien). Nous en discuterons dans le chapitre final de ce mémoire.

Ces formations des conglomérats à galets impressionnés du plateau de Vinsobres -marqué à la base par les faciès rouges et dans la base par les couches à huîtres de la Bézucle- terminent la série miocène du bassin de Valréas. Notre coupe Chantemerle-Visan s'arrête avec elle.

FIG. 8. — Carte schématique du bassin de Vallréas.

The map illustrates the Vallréas basin, a region in southeastern France. Key features include the Rhône river to the west, the Durance river flowing through the center, and the Vallée de la Durance. Towns and villages are marked with dots and labeled, including Reauville, Clansayes, St Paul-Trois-Châteaux, Pierrelatte, Chantemerle, Grignat, Chamaret, Guillon, Richerenches, La Banne-de-Tour, Vaison, Mirabel, Villefranche, Vaison-la-Romaine, Puymeras, Entrechaux, Seguret, and Isle. The map also shows the Durance river and the Vallée de la Durance. A scale bar at the bottom indicates distances of 0, 5, and 10 km.



2e CHAPITRE

VARIATIONS LATÉRALES DES FORMATIONS BURDIGALIENNES ET HELVÉTIENNES DE LA SÉRIE MIOCÈNE PRÉCÉDEMMENT ÉTUDIÉE À TRAVERS L'ENSEMBLE DU BASSIN DE VALREAS =====

Le centre du bassin de Valréas est occupé par deux importants massifs de collines dont l'altitude moyenne se tient vers 300 à 400 mètres. Le premier est le plateau de Vinsobres, le second celui de Rasteau, séparés l'un de l'autre par la vallée de l'Aygue. Ils sont constitués tous les deux par les assises du Miocène supérieur (Fig.8).

Aussi, Pour simplifier le plan de notre étude stratigraphique, j'étudierai d'abord les variations de faciès des terrains burdigaliens et helvétiques à la périphérie du bassin de Valréas. Dans un troisième chapitre je traiterai des variations de faciès des terrains tortonien et "pontien" constituant les plateaux centraux.

Paragraphe 1 : En direction de l'E, de la cluse du Lez à la cluse de
=====

l'Aygue
=====

1) Le Burdigalien -----

Les trois faciès principaux que l'étage présente dans le Tricastin se suivent encore au niveau de la cluse de Lez :

- a - A la base ce sont les sables verdâtres du type Chantemerle, associés à une molasse détritique verdâtre du type Saint-Resitut. Leur apparition sous les marnes de Salles au N de Taulignan s'était effectuée sous un faciès de molasse assez calcaire (3 à 5 m), devenant progressivement plus verdâtre et détritique vers l'E : Sainte Font, les Contamines (10 m). Au début de sa différenciation au N de Tauli-

gnan, cette molasse calcareuse de base renferme, sous les marnes de Salles, de nombreux Chlamys praescabriuscula FONT., qui se rencontrent tout à la base de l'étage. Plus loin la formation devenue détritique forme la base de l'étage sur la rive W du Lez (7 m), en contre-bas de la colline Roua. Là, il est déjà sableux, de même sur la rive E du Lez (10 m), et à la cluse du ruisseau de Montbrison (25 m). En ce dernier point, il montre le faciès typique des sables de Chantemerle avec une épaisseur assez grande.

Plus loin, à la cluse de Montbrison-Fontbonne, à la limite W de la feuille Nyons, sa lithologie devient plus variée, son épaisseur plus grande (45 m). Certains bancs sont des grès marneux fins, grisâtres, compacts mais friables, dont on retrouvera le faciès vers Saumanes et dans le bassin d'Apt. On rencontre aussi, vers le milieu, un banc de molasse gréseuse gris-verdâtre, de 30 à 50 cm, constitué d'un véritable entassement de Scutella paulensis AGASS. C'est, avec le gisement de la ferme de la Grèze, à 2 km W de Saint-Restitut, la plus belle accumulation de ces oursins Clypeastroïdes actuellement visibles dans la région. Il est à noter, à ce propos, que les Scutelles se rencontrent, ou fort rares et très disséminées, ou, à l'extrême, surabondantes, mais sur quelques hectares seulement. C'est un phénomène fréquemment observable pour bien des espèces, tant fossiles qu'actuelles, et particulièrement pour les oursins.

Le faciès est le même, en général gréso-molassique, soit sableux soit marno-gréseux fin et peu zoogène, jusqu'au village du Pègue. Son épaisseur est de 40 mètres au N du village ; son faciès est un peu conglomératique à la base. Il est de 30 à 25 m au village même, et de 20 m en son S. On retrouve encore le Burdigalien détritique au ruisseau au SE du village, mais assez vite l'épaisseur diminue jusqu'à être nulle.

- b - Le faciès marneux et marno-calcaire que j'avais défini près de Salles est peu caractérisé dans la région qui nous occupe. Bien développé de Clansayes à Taulignan, il disparaît au N de Taulignan (coteau des Buissières), au sein du Burdigalien. Sa terminaison

en biseau progressif limite ainsi, à la base le banc molassique qui devient détritique vers l'E (voir plus haut), et à la partie supérieure un ensemble de molasses plus calcaires qui demeurent sous cette lithologie (molasse calcaire type de Saint-Paul-Trois-Châteaux).

Toutefois, le faciès marneux de Salles se retrouve, localement, en certains points. Ainsi, à la colline Roua-la-Baune, sur le bord W de la cluse du Lez, il réapparaît sur quelques mètres, avec une extension d'à peine un kilomètre. Les marnes se mêlent, à leur partie supérieure avec le faciès de marno-calcaires poudreux de Roua (voir plus haut). Sur la rive E de la cluse du Lez, le faciès marneux n'existe plus, la base de la molasse calcaire est simplement plus tendre et quelque peu délitée. Par contre à Montbrison, sur une quinzaine de mètres, le faciès est plus franchement marneux. A Montbrison-Fontbonau, ce sont, sur 25 mètres, des marnes typiques, avec, à la partie supérieure surtout, les mêmes petits bryozoaires que dans la roche de Salles. A la limite avec les bancs calcaires du sommet de l'étage, se montre un banc de 0,6 mètre pétri de petites huîtres plissées (Ostrea ricardi BENOIT). On suit le faciès marneux un peu vers le SE, mais il disparaît en se fondant tant à la base de la molasse calcaire qu'au sommet de la molasse gréseuse, rendant assez mêlés, comme souvent, les rapports de ces faciès. On ne le retrouve plus au Pègue.

Ainsi le faciès marneux est loin de constituer un "niveau" géologique au sein du Burdigalien ; non seulement il est discontinu, mais il se fond dans les autres faciès de l'étage à la limite de ses aires d'individualisation. Il n'y a que dans la région N du Tricastin que les conditions sédimentologiques qui ont conditionné son dépôt se sont trouvées lui donner une individualité et une constance plus marquées. Il en va de même pour les rapports entre la molasse gréseuse et la molasse calcaire.

- c - Le faciès de molasse calcaire (molasse calcaire et calcaire molassique de Saint-Paul-Trois-Châteaux) qui est le plus représentatif de l'étage se suit continuellement au NE et à l'E du bassin de Valréas. C'est lui qui forme les premiers bancs redressés contre les hauteurs

crétacées, avec une disposition très marquée à former de gigantesques dalles, de pendage variable vers le centre du bassin (15 à 20° dans la région de Montbrison).

Il fournit bien des gisements fossilifères, en particulier à Montbrison-Fontbonau. On rencontre principalement : Chlamys praescabriuscula FONT., Chlamys radians NYST., Chlamys tournali de S., Pecten ziziniæ BLANCK., Pecten subbenedictus FONT., Pecten paulensis FONT., Chlamys latissima BROCCHI var. restitutensis FONT., Echinolampas hemisphericus DESM., Ficula condita BRONGN., Turritella, moules de lamellibranches, nombreux bryozoaires.

L'épaisseur du faciès de molasse calcaire du Burdigalien n'est, en moyenne, que de 5 à 10 mètres. Toutefois à Montbrison la base se mêle sur 12 à 15 mètres à une marne molassique intermédiaire. A Montbrison-Fontbonau, le banc calcaire est épais de 13 mètres, avec deux niveaux très durs. Au Pègue, 9 mètres de calcaire molassiques durs, qui diminuent à 5 mètres au S du village, surmontent 30 à 35 mètres de molasse calcareuse constituée surtout de nullipores en colonies ellipsoïdales et pustuleuses, et à rares débris de Pectens. Cette molasse à nullipores est très spectaculaire dans les abords de ce village et constitue un des plus beaux gisements du faciès (cf aussi la région de Vaison et de Crestet).

Ainsi, pour ce secteur NE du bassin de Valréas, c'est dans la région de Montbrison - Le Pègue que le Burdigalien présente le maximum d'épaisseur : 45 m à Montbrison, 85 m à Montbrison-Fontbonau, 80 m puis 65 m au N du Pègue, 38 puis 30 m au Pègue. La molasse calcaire sous son faciès à nullipores, diminue également très vite d'épaisseur du N au S du Pègue, pour n'avoir plus dans les ravins entre Le Pègue et Rousset, que 8 m, 2 m et 1 m. En même temps apparaissent sous les faciès détritiques de la base de l'étage des surfaces d'abrasion perforées et, dans la masse des faciès calcaires de la partie supérieure des galets verdis. Plus loin, c'est d'abord la molasse détritique qui disparaît, puis la molasse calcaire à galets ; cette dernière, sur 1 km, repose directement sur le Crétacé arasé, avant de disparaître.

son tour. Ainsi, dès avant le village de Rousset, c'est l'Helvétien inférieur classique avec ses bancs marno-sableux et son niveau de grès molassique zoogène de Grignan qui, se suivant continuellement depuis Montbrison, vient reposer transgressivement sur les calcaires gréseux redressés du Crétacé supérieur (voir plus loin). La surface d'abrasion miocène, inclinée vers l'W, recoupe angulairement d'environ 15 à 20° les bancs crétacés redressés.

On ne retrouve ensuite le Burdigalien que près de Nyons. Entre ces deux points il y a donc, sur une largeur de quelques dix kilomètres un littoral de la mer miocène sur lequel la transgression a été plus tardive, et inaugurée seulement à l'Helvétien inférieur. Les tracés de la carte géologique Orange au 80 000e, qui indique un Burdigalien continu, sont donc à revoir pour ceux de la feuille de Nyons au 50 000e.

2) L'Helvétien

- a - Les faciès marno-sablo-molassiques du type Grignan de l'Helvétien inférieur.

Typiques et bien fossilifères dans la région de Chamaret, Colonzelle et Grignan, où nous les avons laissés, on les suit très bien plus à l'E vers Taulignan. Ils fournissent dans toute cette région bien des points fossilifères. Parmi les nombreux échantillons qu'on peut récolter, citons spécialement : Ostrea crassissima LMK., Chlamys camaretensis FONT., Chlamys multistriata POLI., Chlamys suzensis FONT., Anomia costata BROCCHI., moules de lamellibranches (surtout : Cardium, Tapes, Tellina, Venus, Panopea, Mytilus), dents de Lamna et de Myliobatis, bryozoaires, balanes.

En bien des points, et particulièrement au niveau du vallon du Lez on note la présence de bancs de marnes argileuses bleues, intercalés dans la partie supérieure du complexe sablo-marno-molassique . (voir déjà dans le 1er chapitre, ainsi que la coupe de la tranchée du pipe-line).

D'autres bancs sont au contraire très calcaires : ainsi dans la partie inférieure, à la sortie S de Taulignan, ils sont pétris de moules internes de lamellibranches.

Au niveau de la cluse du Lez, l'épaisseur des couches de Grignan paraît moindre (40-50 m). Aux abords de Montbrison, par contre, elle redevient plus importante (70 m). On observe en ce point la succession suivante :

- à la base, marnes sableuses (30 à 40 m)
- au-dessus, un banc (0,8 m) de molasse gréseuse zoogène fossilifère (nombreux bryozoaires, dents de Lamna, dents de Myliobatis, fragments d'Ostrea crassissima LMK., Ostrea sp., Anomia costata BROCCHI., Chlamys camaretensis FONT., Chlamys multistriata POLI., bryozoaires, etc ...).
- ensuite, sables marneux bleutés ou jaunâtres (35 m).

On suit, discontinu et variable, le ou les bancs de molasse gréseuse grossière vers Le Pègue et Rousset, dans un ensemble de marnes sableuses et de sables marneux épais de 50 à 70 m. Au Pègue, deux bancs durs se marquent dans la topographie, semblant se relayer comme deux vastes lentilles. La succession est la suivante :

- à la base 15 à 20 m de marnes sableuses,
- 8 m de molasse détritique peu zoogène et azoïque, dure,
- 15 à 20 m de marnes sableuses,
- enfin au-dessus un banc de 4 m de molasse assez calcareuse zoogène, fossilifère, avec la même faune que précédemment.

A Rousset, l'Helvétien inférieur repose directement sur le Crétacé supérieur arasé. On observe là :

- à la base quelques mètres de marnes gris-bleu, finement sableuses,
- au-dessus, 20 m de molasses sableuses jaunes litées et à bancs plus durs,
- ensuite un ensemble (15 m) de grès grossiers plus ou moins zoogènes, peu calcareux, de teinte gris-rose.

Ces derniers sont peu fossilifères et montrent des bancs, soit plus grossiers, soit plus marneux. Au SE immédiat du village, par contre, le long de la route, le banc molassique livre la faune de Grignan. Un peu plus loin la coupe du vallon du ravin Rieumard montre :

- 25 m de molasses sableuses, à la base,
- quelques mètres de grès tendres à bancs soit plus gréseux, soit plus marneux, avec un niveau de grès molassique zoogène,
- au-dessus, une quinzaine de mètres de grès marno-sableux, assez fin, avec surfaces à ripple-marks ; il précède les faciès de "safres" jaunes.

On retrouve une coupe analogue en approchant de Novezeau. Dans la cluse de la rivière Sauve et celle du petit ruisseau de Venterol, la description reste en gros la même : 60-70 m de marnes sableuses, souvent gris-bleu, fines, à bancs gréseux ; dedans, à une hauteur variable, 1 ou 2 bancs de quelques mètres de grès calcareux, plus ou moins zoogènes, livrent des débris de la même faune qu'à Montbrison.

On peut suivre ces faciès au pied des montagnes crétacées, jusqu'aux abords de Nyons.

En somme, le ou les bancs molassiques zoogènes forment de vastes lentilles à des niveaux variables (mais surtout à la partie supérieure) dans un ensemble marno-sableux lui-même très changeant ; ces formations se distinguent bien des sables gréseux plus grossiers, stériles (safres), formant au-dessus, la masse principale de l'Helvétien.

- b - Les faciès détritiques stériles de l'Helvétien

1/ Sables et grès stériles de Valréas

Ils constituent la plus grande partie de la surface du bassin, notamment de toute la région de Valréas, ainsi que les collines s'étendant de Taulignan à Nyons.

Le faciès, très monotone, est celui de sables gréseux et de grès tendres, grisâtres ou plus souvent jaunâtres, à stratification entrecroisée ou non, et azoïques. Ils sont peu ou pas marneux, moyennement

grossiers. Leur grésification est très capricieuse, en bancs discontinus ou en miches. Ils forment des reliefs dénudés, curieusement sculptés par l'érosion. Dans les bancs plus fins, ils sont quelquefois micacés. Entre Valréas et les Banastels, on observe assez continuellement un banc épais de 10 à 15 m. de sable homogène, compact mais non grésifié, de couleur bleutée. Il est situé dans la partie tout à fait supérieure de l'Helvétien.

L'épaisseur des sables et grès stériles de Valréas est très grande. Dans la région de Venterol, on peut l'estimer à 350 mètres minimum probablement même entre 400 et 450 mètres. Ils ne sont pratiquement pas fossilifères. Nous en décrirons deux modestes gisements dans le paragraphe suivant. Partout ailleurs, les "safres" ne livrent aucun fossile, sinon exceptionnellement quelques rares débris roulés de bryozoaires ou de balanes, dans des lits à tendance plus grossière.

2/ Episode des conglomérats de Nyons

Une formation particulièrement intéressante à signaler et qui n'avait jusqu'ici pas été décrite, consiste en une gigantesque lentille de conglomérats qui marque la partie supérieure de la masse des "safres" helvétiques. Bien que débordant sur la région suivante, ils seront pour plus de commodité étudiés dans ce paragraphe.

La base de ces conglomérats est assez brutalement limitée. Par contre la partie supérieure se prolonge irrégulièrement par des bancs isolés dans la partie terminale des "safres". L'épaisseur de la masse principale des conglomérats est d'environ 40 mètres, mais peut en atteindre 60 ; elle s'amincit assez vite à ses extrémités N et S. Leur âge, étant donné leur intercalation stratigraphique, est Helvétien tout à fait supérieur. On peut réserver à cette puissante formation la dénomination de "conglomérats de Nyons". Ils sont en effet largement développés, en face de Nyons, de part et d'autre de l'Aygues. On les suit régulièrement sur les premières pentes des collines au SW de la rivière Sauve, ainsi qu'au Serre de Lauzière sur l'autre rive de l'Aygues. On les retrouve encore dans le sondage de Villedieu. Ils

sont plus discontinus ensuite au S en direction de Piégon.

Les conglomérats de Nyons paraissent donc correspondre à un vaste atterrissement de matériel fluviatile, de provenance E, vers la fin de la sédimentation marine des sables helvétiques. Leur axe d'épanchement correspond en gros à une ligne Nyons-Vinsobres. Mais seuls des renseignements par sondages indiqueraient leur extension vers l'W ; de toute façon ils n'atteignent pas Visan.

L'existence de cette vaste nappe conglomératique correspond ainsi à un delta marin dépendant d'une sorte "d'Aygues miocène". Les éléments de ce conglomérat sont en effet une majorité des galets de calcaire et de silex provenant de la couverture crétacée des massifs des Baronnies. Ceux-ci sont aujourd'hui largement déblayés, jusqu'aux couches jurassiques, et il convient donc de dater la première étape de la dénudation de ces chaînons subalpins dès avant les phases d'érosion quaternaire, pliocène et même "pontienne". Ce phénomène est à mettre en parallèle avec celui dont témoignent les "conglomérats de la Nagelfluh" de la molasse marine suisse, également d'âge helvétique. Il convient de les rapprocher aussi des vastes "conglomérats de Voreppe" d'âge helvétique à "pontien", et de ceux de Valensoles, d'âge "pontien" et pliocène (voir les autres parties du mémoire).

Paragraphe 2 : En direction du SE : région de Nyons et de Vaison-la-Romaine
=====

1) Le Burdigalien

- a - Région de Nyons

La molasse calcaire zoogène burdigalienne, disparue dès avant Rousset sous l'Helvétien inférieur transgressif, réapparaît à 1 km au NNW de Nyons. Du belvédère naturel constitué par la crête des calcaires lutétiens et burdigaliens redressés, au S de l'Aygues, contre le Crétacé supérieur du Roc de l'Aiguille, on jouit d'une vue intéressante sur la région s'étendant de Nyons à Venterol. On remarque ainsi très bien le ressaut topographique correspondant aux bancs de molasse gréso-zoogène de l'Helvétien inférieur ; et l'on saisit parfaitement,

sous ces bancs, l'apparition au N de Nyons de la dalle de molasse calcaire burdigalienne ; elle est d'abord peu inclinée puis elle se redresse vers le pont de l'Aygues. Elle forme comme une gigantesque lentille émergeant de dessous les pentes molles sableuses et marneuses de la base de l'Helvétien.

Une faille importante, d'orientation approximative NE-SW affecte les couches crétacées constituant le substratum antemiocène, au lieu-dit Pontias, à 1,2 km au N de Nyons ; elle abaisse d'au moins une trentaine de mètres le compartiment SE. Son emplacement coïncide exactement avec la disparition stratigraphique de la molasse burdigalienne en direction du NW. Il semble bien que la prédisposition structurale occasionnée par cette dénivellation des assises crétacées soit directement responsable de cette modification du rivage burdigalien. Elle n'affecte pas en effet le Miocène, tout au plus peut-on déceler un léger gauchissement à la base de l'Helvétien, attribuable à un rejeu post-miocène.

Le Burdigalien est constitué au N immédiat de l'Aygues par des calcaires molassiques compacts, épais de 20 à 25 m, à bancs de nullipores, bryozoaires, rares débris de pectinidés. Il repose sur des calcaires durs cristallins, attribués à l'Eocène moyen lacustre.

Au S immédiat du pont de l'Aygues, sur le calcaire lutétien, s'observent :

- à la base, 5 m de calcaire molassique à nullipores et pectinidés, peu fossilifère (Chlamys praescabriuscula FONT.),
- dessus, 7 m de calcaire compact très dur ; les bancs sont redressés à la verticale et forment avec l'assise précédente une première muraille.
- ensuite quelques 30 m de marno-calcaires bicolores en bancs fissiles ou esquilleux, sans fossile.
- enfin, 15 m de calcaire cristallin compact à rares débris de fossiles formant une autre muraille, subverticale.

Il est à noter d'ailleurs une brusque augmentation de pendage de ces calcaires, de 35° à 90°, entre la rive N et S de la cluse de l'Aygues ; ce fait, joint au décalage manifeste dans leur alignement, indique la présence d'une faille de direction approximative WSW-ENE, et d'un rejet d'environ 30 à 50 m, située à l'endroit même du thalweg de l'Aygues. Elle a d'ailleurs certainement contribué à localiser en cet endroit le passage en cluse de la rivière.

Quoiqu'il en soit, on peut suivre encore le Burdigalien, très calcaire et compact, aux abords du Rocher de l'Aiguille, bien que son accès soit peu facile et qu'il soit recouvert d'éboulis. Il paraît moins redressé. Immédiatement au S, le calcaire compact burdigalien constitue la montagne de Saint-Jaume, culminant à 791 mètres. Il forme une gigantesque dalle, inclinée vers l'W, mais à pendage faible et ondulé. Par contre son pendage devient plus fort (60°) à la montagne du Dévés (altitude 696 m et 651 m). Il reprend la verticale à la cluse du ravin du Rieussec (Pas du Rocher). On observe en ce point 15 à 22 m de calcaire cristallin très dur, avec des bancs plus molasiques à débris de fossiles (nullipores, bryozoaires, huîtres, pectinidés). Les bancs sont écrasés et laminés, avec filons de calcite. Au-dessus, sous les éboulis, s'observent les grès marneux gris de la base de l'Helvétien (voir plus loin).

Le Burdigalien est ensuite peu distinct. Les hauteurs cotées 481 m et 503 m, ainsi que la cluse du ravin de Gourbeau, montrent un banc de calcaire cristallin compact, marbroïde, azoïque, diaclasé, qui peut représenter soit le Burdigalien, soit un calcaire lacustre aquitainien ou lutétien. On retrouve toutefois plus sûrement le Burdigalien à la cluse du Lauzon et sur la crête de la roche Gourbière (657 m). Au-delà on entre dans le bassin de Faucon, qui sera étudié dans la quatrième partie. J'y examinerai également les très particulières variations de faciès à la périphérie du "massif" de Saint Romain en Viennois.

- b - Région de Vaison

L'extrémité N du massif de Lafare-Suzette présente une bordure quasi-continue de Burdigalien de part et d'autre de Vaison-la-Romaine. En particulier, les calcaires molassiques constituant le site de la ville même sont d'une étude intéressante.

La colline portant les ruines du château des comtes de Toulouse est formée par 18 à 23 m de calcaire molassique burdigalien à pendage N bien marqué (25°). Il repose sur les marnes bleues aptiennes, dont la partie supérieure est assez calcaire. On observe bien la surface inclinée et irrégulière des marnes bleues ; près du lavoir se remarque un gros bloc érodé de marne bleue durcie. Le Burdigalien commence par 4 à 6 m de calcaire molassique hétérogène et vacuolaire, avec des blocs remaniés de marno-calcaire bleu aptien et de calcaire urgonien. Ce banc s'amincit vers le N. Au-dessus viennent 10 à 12 m de calcaire blanc, assez compact, parcouru de diaclases de pendage moyen 35° N ; il est marqué de stries serrées inclinées 10° S. A la partie supérieure, quelques mètres (5-6 m) de molasse calcaire à nullipores et débris de fossiles.

Derrière la colline, un chemin redescend vers la sortie E de Vaison, formant un point de vue qui permet de juger de la disposition particulière du Burdigalien par rapport à son substratum. De l'autre côté de l'Ouvèze, près du pont romain, se dresse en effet une colline constituée de calcaire aptien, lequel est surmonté de molasse calcaire burdigalienne. On y voit les couches miocènes reposer de façon normale sur le Crétacé du côté amont, mais ployer en direction NW vers l'aval, et se trouver ainsi inclinées et adossées contre les bancs de calcaire aptien. Il se peut que l'ensemble soit légèrement fracturé et marqué de quelques petits accidents, mais l'essentiel de la structure n'est pas tectonisé et résulte surtout d'une disposition sédimentologique. Le Burdigalien s'est déposé à Vaison sur les pentes d'un haut-fond littoral, plaquant d'un épais dépôt de calcaire zoogène les tranches subhorizontales du Crétacé érodé. De pareilles dispositions se retrouvent fréquemment réalisées dans le bassin de Faucon (voir 4e Partie).

Au SE de Vaison, on retrouve tout de suite le calcaire molassique burdigalien. Il forme la colline 307,0 et s'observe bien, en particulier, sur le bord de la R.N. 538 dans le virage à 1,2 km SE de la sortie de Vaison. C'est une molasse extrêmement dure, épaisse de 12 m environ, grise ou gris verdâtre, à grandes colonies blanches et sphériques de nullipores. C'est un des plus beaux faciès à nullipores qu'on puisse voir dans le Miocène rhodanien. Toute cette colline était cartée en Crétacé sur le 80 000 ème d'Orange. Plus au S, le Burdigalien se suit encore (voir chapitre suivant) au-delà de Crestet.

A l'W de Vaison, un vaste affleurement de calcaire molassique zoogène se retrouve sur le flanc N de la colline de Théos. Il n'est pas figuré sur la carte géologique d'Orange au 80 000 ème, bien que sa longueur soit d'un kilomètre. Le faciès est très compact, avec de nombreux débris de pectinidés, nullipores, bryozoaires. L'épaisseur du banc calcaire est de 8 à 15 mètres. La pente de la dalle calcaire est en moyenne d'une vingtaine de degrés. Elle repose sur la tranche des calcaires massifs urgoniens, arasés et érodés, avec une nette disposition à s'adosser sur les irrégularités successives du substratum. Ainsi, comme dans toute la région de Vaison, la pente de la dalle calcaire burdigalienne résulte en partie du pendage général du Miocène sur les flancs du massif de Lafare-Suzette, en partie aussi d'une sédimentation originelle localement inclinée contre un paléorelief antémiocène.

Une disposition analogue se retrouve au lieu-dit les Auries. Là s'observent 3 à 7 mètres de molasse calcaire zoogène ; elle s'adosse à une surface de ravinement inclinée de 35° environ contre les bancs calcaires urgoniens érodés. Ce n'est pas une véritable falaise, mais une pente rocheuse ravinée et corrodée. Ses irrégularités sont elles-mêmes fonction de la lithologie propre du rocher crétacé. De nombreux galets et blocs de calcaire urgonien s'observent dans les parties plus creuses de la surface d'abrasion. La molasse, dure et quelquefois cristalline, livre de nombreuses empreintes, en particulier : Chlamys praescabriuscula FONT., Chlamys gr. latissima BROCCHI, bryozoaires,

et nullipores. J'ai eu la bonne fortune de trouver également un gros oursin, écrasé mais bien déterminable, le Tripneustes planus AGASS. Cette espèce n'était citée jusqu'à présent (Lambert 1910, Cottreau 1913) qu'en Provence : Villeneuve-les-Avignon, Apt, Reilanne.

Plus au S, il semble bien que, malgré les éboulis qui recouvrent la plus grande partie des pentes du Crétacé, on ne retrouve plus continuellement le banc molassique burdigalien. On ne le rencontre qu'en deux points. Au pied du coteau de Montvert, sous le mur de la chapelle Saint-Jean, on observe 5-6 m de molasse verdâtre à Chlamys multi-striata POLI, de pendage 45° W. Le long du chemin qui se poursuit en montant au plateau, on relève la coupe suivante :

- à la base, les marno-calcaires en gros bancs du Cénomanién, arasés ;
- au-dessus, 24 m de sables fins jaunâtres, lités, légèrement marneux ; aux 3/4 de leur masse, un banc de 0,5 m de conglomérat gréseux ;
- à la partie supérieure quelques mètres de molasse gréseuse verdâtre.

On ne peut guère recueillir de fossiles dans cette formation dont la lithologie est peu caractéristique. Il pourrait aussi bien s'agir de Burdigalien que d'Helvétien inférieur.

A Séguret par contre, la crête verticale qui se dresse derrière le village est constituée par une molasse calcaireuse à nullipores et débris de Chlamys praescabriuscula FONT. ; il s'agit bien là de Burdigalien. Au niveau du Vallat de Sommières une petite faille radiale décale le banc burdigalien de 40 m vers l'W. Le banc grés-molassique se suit, subvertical, assez haut sur le flanc de la colline Sommier ; il est devenu nettement plus gréseux. Puis une nouvelle faille le décale encore de 60 m vers l'W. Une autre, enfin, le fait disparaître au niveau du chemin venant de la chapelle N. D. d'Aubusson. De même au S de Séguret, au niveau du Vallat de Constant il semble bien que le banc molassique burdigalien disparaisse par faille. Plus au S, on n'observe que les pentes crétacées du Cheval Long, couvertes d'éboulis.

2) L'Helvétien

- a - L'Helvétien inférieur marno-sableux

Les sables marneux que nous avons quittés à Nyons se retrouvent, épais de 80 mètres, au ravin du Rieussec. Ils sont assez cohérents, de teinte grise ou gris-bleu, et les bancs tendent localement à devenir une molasse détritique.

Dans leur partie médiane, ils renferment quelques mètres de grès molassiques un peu plus durs, faiblement zoogènes, prenant un peu le faciès de Grignan. Ces bancs sont encore fortement redressés (70°), et ce n'est que leur partie supérieure qui, vers le SW, acquiert progressivement les pendages moins accentués (30°). Plus au S, à Piégon, les faciès de l'Helvétien inférieur sont sensiblement les mêmes, mais l'épaisseur est beaucoup plus grande (entre 150 et 200 mètres). Dans le tiers inférieur s'observent quelques mètres de grès molassiques plus durs.

Entre Piégon et Mérindol-les-Oliviers, l'Helvétien inférieur gris, sablo-marneux ou gréso-marneux, se mêle progressivement de marnes argileuses peu sableuses, peu ou pas micacées. Dans les lacets de la route de Propiac, ces faciès marneux sont déjà prédominants. Ils vont se généraliser par passage latéral progressif à tout l'Helvétien inférieur dans la région de Faucon et de Mollans (voir les "marnes bleues de Faucon", 4ème partie).

Dans la région de Vaison, l'Helvétien inférieur se distingue mal de la masse des safres jaunes. Les faciès molassiques de Grignan, déjà moins nets au S de Nyons, sont pratiquement effacés par le faciès détritique banal. Tout au plus certains bancs sablo-gréseux sont-ils un peu plus zoogènes, mais ils ne sont guère fossilifères (bryozoaires, balanes, débris de Chlamys multistriata POLI, plus rarement de Chlamys camaretensis FONT.).

- b - L'Helvétien moyen et supérieur sableux

Les safres jaunes helvétiques occupent de vastes surfaces à l'E de Mirabel, vers Piégon, Puyméras, Saint-Romain-en-Viennois, au N de

de Vaison, dans toute la région NE de Roaix, vers Sablet, etc ... Leur faciès est toujours celui de sables azoïques jaunâtres, quelquefois assez grossiers, parfois à stratification inclinée. Leur grésification est toujours irrégulière ; ils sont la plupart du temps azoïques. L'ensemble de l'Helvétien atteint facilement, dans tout ce secteur, l'épaisseur de 400 ou même 500 mètres.

Exceptionnellement, la partie supérieure des safres renferme, très localement, des passées quelquefois plus grossières et fossilifères, analogues au faciès du "Moulin à Vent" de Visan. On rencontre ainsi quelques rares points fossilifères dans l'Helvétien terminal. L'un est situé à 1 km NE de Mirabel, sur le bord de la route de Chateauneuf-de-Bordette, il livre : Chlamys gentoni FONT. souvent entiers, valves de balanes (Balanus tulipiformis ELLIS), fragments de bryozoaires roulés. Un autre gisement, que m'a signalé R. Brasseur se trouve à 2 km NNE de Vaison, avec de très nombreuses balanes souvent entières et fixées l'une sur l'autre (Balanus perforatus BRUGN. Chlamys gentoni FONT., Ostrea sp., moule de Cardium. Un autre, situé à 2 km au SE de Buisson, dans un talus de la D 7 au lieu-dit Rey, livre, parmi des bryozoaires et des valves de balanes, des valves de Chlamys gentoni FONT.

Rappelons que, au sommet de l'Helvétien, règne, de Nyons au ravin du Rieussec, la partie S de l'aire d'extension des "conglomérats de Nyons". Signalons aussi, à Piégon, deux bancs de conglomérat à siléx blonds épais de quelques mètres ; ils sont situés entre la moitié et le tiers inférieur des safres helvétiques.

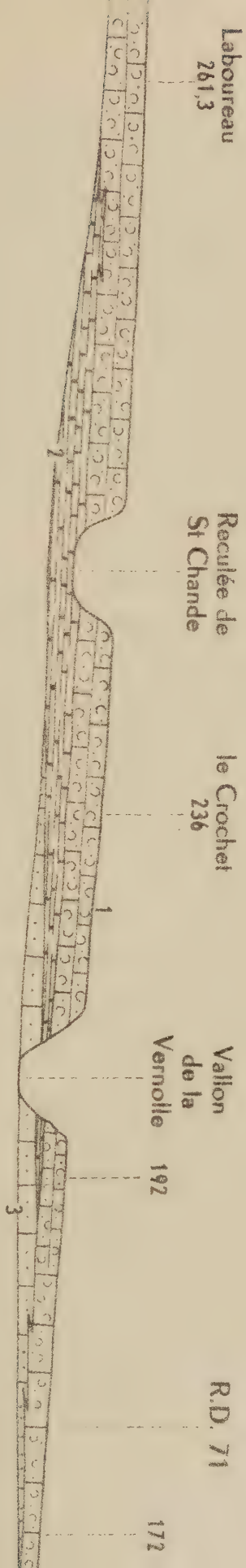
Paragraphe 3 : En direction du SW, bordure du massif crétacé d'Uchaux
=====

1) Le Burdigalien et l'Helvétien dans la région de Suze -----

Nous avons vu, lors de notre étude des formations burdigaliennes du Tricastin, que le Burdigalien prenait un faciès "réduit" à partir de la région de Chamaret. Le faciès des marnes de Salles réapparaît

FIG. 9. — Variations des faciès du Burdigalien au S de Chamaret.

1 Calcaire molassique 2 Marnes calcaires
3 Molasse gréseuse



localement, par la partie inférieure de la molasse calcaire, sur la bordure SE du plateau de Rouvergüe (coteau de Laboureau) ; les marno-calcaires sont bien visibles dans la vallée reculée des fermes Saint-Chande (20 mètres) ; nous sommes là, à vol d'oiseau, à 1,5 km à peine de la falaise de Chantemerle. On suit, vers l'E, les marnes de Salles sur le pourtour du coteau du Crochet (les Daliers) ; elles diminuent d'épaisseur au niveau du vallon de la Vernolle et disparaissent sur sa rive E (FIG. 9). On les a ainsi retrouvées sur une distance d'à peine 1,5 km.

Entre temps, au pied du coteau du Crochet, sont apparues à la base de la formation burdigalienne les faciès de molasse détritique verdâtre. On les suit, vers l'E, au niveau du vallon de la Vernolle, sous une faible épaisseur (15 mètres maximum) ; en direction de la R.D. 71, au SSE de Chamaret, la molasse verdâtre vient se fondre dans la base de la molasse calcaire sous un faciès mixte, et ceci peu après la disparition, entre elles deux, du faciès marneux de Salles devenu hétérogène. C'est un phénomène très semblable à ce que nous avons observé au Sud de Clansayes, ainsi qu'au NNW de Taulignan. En même temps l'épaisseur du Burdigalien diminue (10 mètres).

Ainsi plus au S en direction de la Beaume-de-Transit, on suit sur plusieurs km une molasse calcareuse zoogène, d'aspect variable, peu épaisse (3 à 10 mètres). Elle fournit bien des gisements fossilifères (voir plus haut). Peu avant Suze le Burdigalien s'envoie sous la basse vallée du Lez. Il forme plus à l'W le point haut du Mont-Joli où prédomine un faciès grésio-molassique verdâtre. Au-delà nous le retrouverons, très réduit, sur la bordure E du massif d'Uchaux.

L'Helvétien inférieur, lui, se poursuit depuis Chamaret jusqu'à Suze (voir plus haut) sous ses faciès classiques de marnes et molasses de Grignan, localement bien fossilifères. A Suze prédominent des sables molassiques zoogènes.

2) Le Burdigalien et l'Helvétien vers Rochegude et Sérignan

- a - Le Burdigalien

A 1,5 km de la chapelle Sainte-Blaise, sur les grès ferrugineux du Crétacé supérieur, on trouve un lambeau de molasse calcaireuse zoolithique, contenant quelques galets. Son faciès et les débris de fossiles qu'elle renferme permettent de l'attribuer au Burdigalien, ici, très réduit. On n'en trouve point d'autre affleurement dans les environs, et il est impossible de juger de son extension. De l'autre côté de la colline constituée par les grès coniaciens de Mornas, on en retrouve toutefois quelques lambeaux près de la chapelle Saint-Pierre.

Au-delà, sur la pente des collines en direction de Rochegude, le Burdigalien est encore plus réduit. Dans les coupes, peu spectaculaires, qu'on peut faire près du village, on rencontre, sur les grès duranguomiens, un conglomérat molassique à galets verts et à débris de fossiles. Son épaisseur varie de 0,2 à 2 mètres. Il renferme Chlamys tournali DE S., débris de Chlamys praescabriuscula FONT., Ostrea sp.

Au-delà de Rochegude, on ne retrouve que très rarement quelques galets verts et débris de fossiles permettant de juger encore de la présence, très discrète, du Burdigalien, qui semble bien être ici à l'extrême limite de son extension. On ne le remarque en aucun point de la bordure E des collines crétacées du massif d'Uchaux. Toutefois près de Sérignan, à 1 km NW du village, s'observe une molasse tendre (gisement déjà signalé par G. Mennessier), renfermant une faune burdigalienne assez riche, dont : Pecten subbenedictus FONT., Pecten josslingi SMITH, Chlamys tournali FONT., Chlamys latissima BROCCHI var. restitutensis FONT., Echinolampas hemisphericus DESM., Ostrea granensis FONT. Ce gisement indique de façon assez nette que la transgression burdigalienne est quand même arrivée à écorner, dans la région de Sérignan, le massif crétacé d'Uchaux. Son extension devait ensuite passer dans la dépression au SW de Sérignan.

On constate encore la présence de la molasse burdigalienne près de la route Sérignan-Orange, au N du domaine de Coucourdon. Au-delà s'étend la plaine alluviale de la basse vallée de l'Aygues. Nous ne

retrouverons le prochain affleurement de Burdigalien qu'entre Orange et Chateauneuf-du-Pape.

La périphérie du massif d'Uchaux correspond donc à une région tout à fait littorale pour le Burdigalien, qui atteignait dans ce secteur, avec des faciès très amincis et très discontinus, les limites de son extension occidentale.

- b - L'Helvétien inférieur

La base de l'Helvétien est par contre plus largement visible, depuis les Granges Blanches, au NW de Rochegude, jusqu'à Sérignan et près de Piolenc.

Près des Granges Rouges s'observent sur le Crétacé 8 à 10 mètres de marnes sableuses de faciès assez varié ; certaines passées sont plus ou moins molassiques, et a débris zoogènes. Au-dessus, 4 à 6 mètres de molasse gréseuse dure, analogue au faciès de Suze, supportent des marnes à fragments d'Ostrea crassissima LMK. Enfin au-dessus, s'observent des sables jaunes, plus ou moins grossiers et grésifiés, épais, azoïques : ce sont les safres helvétiques. Ils forment tout le sous-sol de la vaste plaine alluviale qui s'étend entre Suze et Sainte Cécile-les-Vignes.

Près de Rochegude, au-dessus du conglomérat verdi représentant le Burdigalien, un faible niveau marneux hétérogène supporte quelques mètres de grès dur molassique, roussâtre et finement vacuolaire, (faciès du grès de Suze). Au-dessus, semblent exister des sables marneux. Une disposition analogue se retrouve au SE du village.

Les tracés de la carte géologique au 80 000 ème, feuille Orange, sont donc sérieusement à revoir dans tout ce secteur. Ils indiquent en effet un affleurement continu de Burdigalien ; il a sans doute été confondu en grande partie avec le banc de grès molassique zoogène du type Suze de l'Helvétien inférieur.

Sur la tranche SE du massif d'Uchaux, sur le côté W de la route de Sainte-Cécile à Sérignan, la succession des faciès est analogue, et plus nettement visible. Sur les calcaires gréseux de l'Angoumien

inférieur reposent des marnes sableuses épaisses de 20 à 35 mètres, formant une dépression empruntée par le ruisseau de la Ruade, petit affluent de l'Aygues. Au-dessus se retrouvent les grès molassiques roussâtres, finement vacuolaires, et légèrement zoogènes, du type de Suze-la-Rousse. Ils sont épais de 5 à 10 mètres. Ils sont nettement zoogènes, mais les fossiles sont présents sous forme de débris et de moules, et engagés dans la roche très dure. Ces grès zoogènes sont exploités dans quelques carrières au NNE de Sérignan. Ils forment une ligne de hauteurs modestes sur laquelle s'étend la route de Sérignan.

De minutieuses recherches finissent par livrer quelques fragments déterminables ; on reconnaît, sous réserve quant à la valeur de ces déterminations : Chlamys camaretensis FONT., Pecten fuchsi FONT., Chlamys aff. gentoni FONT. Je n'ai pas rencontré de fragments attribuables aux espèces habituellement cantonnées dans le Burdigalien (Chlamys praescabriuscula FONT., Pecten subbenedictus FONT. etc...). Les arguments paléontologiques appuient donc les observations d'ordre stratigraphique et faciologique, et l'on peut considérer la molasse gréseuse vacuolaire zoogène de Sérignan comme relayant vers le S, en quasi-continuité, les molasses de Grignan et de Suze.

A l'W du village, les marnes sableuses sont moins épaisses (1 à 4 m) avec débris d'Ostrea crassissima LMK. Elles deviennent, ainsi qu'aux abords de Sérignan, plus argileuses, et prennent une teinte grise. Au-dessus, on retrouve le banc dur de molasse gréseuse. Dans cette région, l'Helvétien inférieur semble légèrement adossé contre le Crétacé (calcaires gréseux de Mornas), qui présente souvent des surfaces perforées de lithophages. A Saint-Estève, Mennessier cite des Ostrea crassissima LMK adhérant encore au rocher Crétacé.

Au N de Piolenc, sur les sables santoniens de Piolenc, subsistent des lambeaux de molasse grossière, conglomératique à la base, visible sur quelques mètres. Ils représentent, à 5 km à peine du Rhône, les traces du littoral helvétien en direction de l'W. Ensuite il est probable que le rivage de la mer miocène passait directement

sur l'autre rive du Rhône pour rejoindre les affleurements du synclinal de la Tave, plutôt que de contourner par le SE le massif de la forêt de Malmont. Je reprendrai cette question plus loin.

Quoiqu'il en soit, les faciès du Miocène dans la région de Sérignan forment une transition progressive, à partir de ceux du bassin de Valréas, vers ceux du bassin d'Avignon. Les caractères qu'il montre sont les suivants :

- présence d'un Burdigalien littoral très mince et discontinu ;
- développement de faciès marno-argileux à la base de l'Helvétien ;
- constance d'un banc de molasse dure zoogène (ex : Sérignan) qui fait la transition entre les faciès de molasses gréseuses de Grignan-Suze et ceux que nous retrouverons si développés plus au S sous le nom de "molasse gréseuse zoogène du Comtat"
- enfin, vaste sédimentation de sables jaunes gréseux azoïques correspondant à l'Helvétien moyen et supérieur.

On quitte ainsi avec le bassin de Valréas une région de faciès néritiques pour pénétrer, dans ces provinces plus méridionales, dans des domaines plus vastes, mais aussi plus complexes.

Dans la 4 ème partie de ce mémoire, nous poursuivrons vers le S l'étude des formations burdigaliennes et helvétiques (Bassin de Carpentras et d'Avignon).

3e CHAPITRE

VARIATIONS LATÉRALES DES FORMATIONS TORTONIENNES ET "PONTIENNES"

DANS LES MASSIFS DE VINSOBRES ET DE RASTEAU =====

Après avoir fait, avec l'étude des terrains burdigaliens et helvétiques, le tour du bassin de Valréas, examinons maintenant les variations de faciès du Tortonien et du "Pontien" des plateaux centraux.

Paragraphe 1 : Le Tortonien =====

1) Au Nord de l'Aygues -----

Au N de la vallée de l'Hérin, on suit les marnes sableuses de Visan, avec leur faune marine ou mixte, dans les environs mêmes de Valréas. Leur faciès est le même, leur épaisseur de 30 à 50 mètres.

A 2,5 km à l'E de Valréas par contre on voit apparaître un faciès nouveau. Au niveau des fermes la Baralière, la Dac, le Séminaire, les Saffres, se différencient en effet dans la base du Tortonien des marnes gris-bleuté, encore sableuses, renfermant de nombreuses coquilles. Elles vont prendre une remarquable extension un peu plus loin vers l'E tout le long de la pente du plateau, en face du village de Saint-Pantaléon-les-Vignes. Nous définirons cette importante série de gisements sous le nom de "marnes bleues de Saint-Pantaléon". Leur épaisseur moyenne est de 20 à 30 mètres. Dans les gisements situés au milieu de l'aire de différenciation de ce faciès, derrière le château d'Urdu par exemple, la fraction sableuse est très réduite et très fine, et les marnes sont plastiques et argileuses. Ces marnes affleurent largement sous forme de vastes arrachements, au-delà des vignes

et des lavandes, à la base des pentes broussailleuses du massif "pontien". On peut les suivre jusqu'à l'angle NE dudit massif. Leur accès n'en est pas très direct, et c'est peut-être ce qui explique qu'elles n'aient jamais été décrites.

Ces marnes sont criblées de coquilles de Turritelles, à rapporter à Turritella valriacensis FONT. ; elles renferment également Nucula nucleus LINNE, Arca turonica DUJARDIN, Arca aff. diluvii LMK, Corbula gibba OLIVI commune, Venus multilamellosa LMK, Flabellipecten fraterculus SOW. (= Pecten vindascinus FONT.), Chlamys nimia FONT., Anomia costata BROCCHI, Scalpellum aff. burdigalense d'ORB., Natica hornesi F. et T = Natica moirenci F. et T. On notera l'absence totale de bryozoaires. Les marnes bleues de Saint-Pantaléon constituent avec les marnes argileuses bleues de Cayranne, que nous examinerons bientôt un des points de la vallée du Rhône où l'étage est représenté par un de ses faciès les plus classiques. Il est à mettre en parallèle avec les marnes bleues de Cabrières d'Aygues si fossilifères jadis, avec celles qui constituent de vastes affleurements dans la région de Lambesc, ainsi qu'avec celles de Beaudument dans le bassin de Valensoles.

Les marnes bleues de Saint-Pantaléon correspondent au niveau "a" de Fontannes, celui des marnes sableuses à "Pecten vindascinus" auxquelles elles passent latéralement vers Valréas. Mais leur cortège faunique est sensiblement différent de celui qu'on observe à Visan. Le faciès marneux de Saint-Pantaléon correspond à un dépôt de vase littorale.

Au-dessus des marnes bleues, s'observent, près des fermes le Séminaire et les Saffres, des sables ou des sables marneux (25 m approximativement). Les bons affleurements y sont rares. Il ne semble pas que l'on retrouve bien caractérisés les faciès b et c du Tortonnien de Visan ; la sédimentation est plus détritique, on ne trouve pas de fossile. Mais au sommet le banc à Ostrea crassissima LMK est présent (point 323 près de la ferme Briançone).

Plus à l'E, entre le lieu-dit Montgouin et le château d'Urduy se développe, au-dessus des affleurements fossilifères des marnes bleues, un faciès détritique franc, de sables gréseux jaunes azoïques, moyennement grossiers, assez lités. On ne retrouve plus le banc à Ostrea crassissima LMK. Dans les puissants ravins qui entament le flanc de massif entre La Fosse et Les Banastels, de bonnes coupes peuvent être relevées. La coupe prise au ravin de la Boulègue présente :

- à la base : 10 mètres de sables helvétiques ;
- au-dessus : 30 mètres de marnes bleues litées de Saint-Pantaléon déjà sableuses ;
- 9 mètres de marnes sableuses bleues ;
- 12 mètres de sables grisâtres ;
- 25 mètres de sables marneux blanchâtres.

Les ravins de Vigière, de Croupis, des Banartaux, de la Boulègue prennent des allures de canons et creusent les assises tendres du Miocène supérieur avec des parois atteignant facilement 30 mètres pour une largeur de quelques mètres seulement. Les marnes bleues, encore bien caractérisées et fossilifères (25 m) deviennent sableuses vers le haut (15 m). Ensuite sur une bonne épaisseur (20 à 30 m), règne un faciès de sables durcis, jaunâtres ou gris, quelquefois bleutés, bien lités.

Entre les Banastels et le Cleduny, à l'angle NE du massif de Vinsobres, les marnes bleues de Saint-Pantaléon acquièrent progressivement un faciès sableux et ne renferment plus de fossiles. On observe alors des sables lités, grisâtres ou jaunâtres, peu marneux, non fossilifères. A la limite E de leur extension, entre les Banastels et la cote 479, la base des marnes bleues de Saint-Pantaléon repose encore nettement sur les conglomérats de Nyons, qui viennent juste d'apparaître dans la partie terminale de l'Helvétien. Il convient de souligner la coïncidence géographique de l'extension de ces deux faciès détritiques : envahissements conglomératiques au sommet de l'Helvétien, envahissements sableux dans tout le Tortonien. Ces faits mettent en évidence le passage latéral, vers la fin du cycle sédimentaire marin du Miocène, à des formations d'influence terrigène quand

on s'éloigne vers l'E de l'axe du chenal rhodanien. Nous retrouverons ce phénomène en plus grand, dans le Dauphiné, à la périphérie de la zone d'atterrissage des conglomérats de Voreppe.

Depuis le Cléduny jusqu'au château de Chantirie l'ensemble du Tortonien inférieur marin est ainsi devenu une masse détritique, épaisse de 50 à 70 mètres ("safres"ortoniens). Au niveau de la petite route des Estangs, la partie supérieure des conglomérats de Nyons a livré quelques débris d'huîtres, et, localement, la base du Tortonien redevient un peu marneuse. Dans les collections de l'Institut de Géologie de Lyon, sont conservés des échantillons provenant d'un gisement indiqué "les étangs de Venterol", avec Arca turonica DUJARDIN ; le faciès est celui de sables marneux fins, bleutés. ;

Nous ne retrouverons le Tortonien marneux bien caractérisé que bien plus au S, au-delà de Mirabel, précisément dans la région où se marque la terminaison méridionale des conglomérats de Nyons.

Que deviennent, dans cet ensemble, les faciès marneux lacustres du Tortonien supérieur ? Dans toute la région SE de Valréas ils affleurent encore nettement et constituent, en gros, la moitié supérieure de l'étage. Le vallon de Saint-Pierre affouille largement la base de leur formation. Des bancs de marnes noires ligniteuses livrent dans ce secteur quelques débris de fossiles lacustres, principalement des Planorbes. La partie amont du Vallat de Saint-Pierre s'étale, avec ses ruisseaux affluents, dans la masse même des sables marneux fluviolacustres. Mais à partir des collines la Rouchonne, Chante-Cocu et Beauregard, les faciès marno-sableux et ligniteux se localisent entre la moitié et les 2/3 supérieurs de l'ensemble du Tortonien, avec une épaisseur de 15 à 20 mètres. La moitié inférieure est marquée par les sables gris précédemment étudiés du Tortonien marin. Quant à la partie supérieure, elle n'est plus sous un faciès marno-sableux, mais comporte des sables blanchâtres ou grisâtres (épaisseur 40 à 50 m) avec des galets épars capables de former quelquefois des lits. Les influences marines persistent encore dans ces sables ; on y a trouvé (J. Rondot, 1961) une microfaune marine, mais relativement pauvre et rare.

Une lentille conglomératique s'intercale même dans ce secteur à ce niveau ; on la suit sur à peine un kilomètre ; son épaisseur augmente vers son extrémité W où elle atteint 8 mètres. Près de la ferme Maury, au-dessus des sables gris, s'observe bien l'intercalation des marnes plastiques grises et noires, à passées ligniteuses. Elles m'ont livré en abondance Helix christoli MATH. Dans ce secteur, les faciès lacustres contiennent souvent des concrétions calcaireuses de formes variées (les Moulières, ravin de Moure).

Au S de la petite route des Estangs, vers la Serre de Reynier, les divers faciès du Tortonien, marin et fluviolacustre, sont difficiles à distinguer, les affleurements sont mauvais. Les sables gris et les marnes lacustres s'observent plus loin à l'W, vers la ferme la Grange, au NE de Vinsobres, au village même et sur les pentes du vallon du Rieu de Vinsobres. Plus loin, ils sont recouverts par les terrasses alluviales de l'Aygues.

Ainsi, dans toute cette région E du bassin de Valréas, le Tortonien a tendance à devenir plus épais (en tout jusqu'à 130 mètres), et plus détritique. La reconnaissance des faciès habituels n'est plus guère possible. On devait être là dans une zone bordière des littoraux subalpins, légèrement subsidente, où les apports terrigènes avaient lieu dans des domaines tardivement délaissés par les influences marines. Nous retrouvons en somme les mêmes caractéristiques que pour l'Helvétien, devenu lui aussi très épais et fortement détritique à son sommet.

2) Au Sud de l'Aygues

On ne retrouve les faciès marno-sableux tortoniens libérés de leurs invasions détritiques, qu'au SW de Mirabel, dans les coteaux du Serre de la Motte et de Pié-Bel. Ce sont, sur une forte épaisseur (90 à 120 mètres) des sables marneux et des marnes sableuses, gris-bleu, renfermant localement quelques moules internes mal déterminables. Au S du lieu-dit Beaulieu, au-dessus de la ferme de la Pègue, la base, plus marneuse, livre des débris de Natica et de Flabellipecten fraterculus SOW.(= Pecten vindascinus FONT). A l'extrémité S

du massif du Bois du Roi, à la périphérie du Serre Rouge, on reconnaît sur une trentaine de mètres d'épaisseur depuis le quartier de Paupe-ras jusqu'aux ravins de la Grotte du Lif et de la Sainte-Croix, le même faciès de marnes sableuses bleutées ; elles sont souvent hétérogènes, à taches ferrugineuses, à débris d'huîtres. Près de la cote 309,7 au SW de la chapelle Sainte-Croix, se situe le gisement dit de "la ferme Carpentras". Il livre des débris d'huîtres dont Ostrea crassissima LMK et O. offreti, des Anomia, des moules de lamellibranches (Tapes, Panopea, Tellina etc ...) Dans tout ce secteur, le Tortonien est épais (plus de 100 mètres) ; la moitié supérieure, au-dessus des faciès précédents de marnes sableuses bleutées fossilifères, montre des sables grisâtres fluvio-lacustres peu marneux et stériles renfermant, comme dans la partie E du massif de Vinsobres, quelques galets épars. De là, on suit le Tortonien, sous des faciès analogues, le long du coteau des Mataronnes. Entre le col de la Gardette et le col de Carrichon, la majeure partie du Tortonien est recouvert par un important placage de conglomérats du Pliocène moyen (G. Demarcq, 1961). Près de la ferme Carrichon un affleurement de marnes bleues livre cependant des débris de Natica, Turritella, Arca, Corbula. Plus loin, les affleurements sablo-marneux du Tortonien forment la base E des coteaux du plateau de Rasteau, en contre-bas de la cote 394,8 (Grand Peyrol, Combeau, Bois d'Autanne, les Hautes Grandes). Le Tortonien marin disparaît au SW de Roaix, au niveau de la plaine alluviale de l'Ouvèze, sous le Plaisancien. Il est d'ailleurs à remarquer qu'en ce point comme en bien d'autres (Cayranne, Saint Romain de Mallegarde, vallée du Coriandron), la similitude des faciès de "marnes sableuses bleutées" du Tortonien marin et du Plaisancien marin, quand ils ne sont pas fossilifères, ne facilite guère les relevés cartographiques.

On ne retrouve le Tortonien que près de Cayranne. Dans la splendide coupe naturelle des falaises des Hautes Rives, on observe, au-dessus des safres jaunes plus ou moins grossiers de l'Helvétien supérieur, la succession suivante :

- à la base, marnes bleues, souvent plastiques, finement sableuses à la base (12 mètres). En parcourant la base de la falaise à ce niveau, on récolte : Flabellipecten fraterculus SMITH. (= Pecten vindascinus FONT.), assez commun ; Chlamys nimia FONT., rare ; Anomia ephippium LINNE, très commun ; A. costata BROCCHI, commun ; Ostrea exasperata MAYER, commun ; O. crassissima LMK, assez commun ; O. offreti, Turitella valriacensis FONT., rare. Dans la base, sableuse et compacte, on récolte de nombreux moules internes de lamelibranches : Panopea, Tapes, Cardium, Pholadomya, Solen, etc ... ainsi que Calyptraea.

C'est, avec certaines différences dans la fréquence relative des diverses espèces, la même faune que celle des marnes de Saint-Pantaléon et de la base des marnes sableuses de Visan. Cette association faunique n'a d'ailleurs, à l'échelle de l'étage, qu'une valeur essentiellement locale (notion de faciès et notion de province géographique).

- au-dessus, viennent une dizaine de mètres de marnes sableuses, hétérogènes, à faune marine, avec quelques espèces lacustres, comme dans les couches moyennes de Visan. La sédimentation est plus confuse avec taches ferrugineuses et ligniteuses, résidus de végétaux etc ... On reconnaît entre autres : Aucillaria glandiformis LMK, Cardita jouanneti BASTEROT.

- la partie supérieure, peu épaisse (3 m) est une marne très sableuse, gris-bleu, livrant de nombreuses valves d'Ostrea crassissima LMK, avec quelques moules internes de mollusques marins. Les valves de ces grandes huîtres forment en particulier un banc assez net au sommet de la formation ; elles se rencontrent éboulées au pied de la falaise.

Vers Saint-Roman de Malegarde affleurent de nouveau les faciès marno-sableux du Tortonien, libérés des placages de marnes marines plaisanciennes.

Dans toute cette région, les tracés de la feuille géologique Orange au 80 000 ème sont sérieusement à réviser. Les affleurements du Plaisancien ont en effet été trop largement représentés au

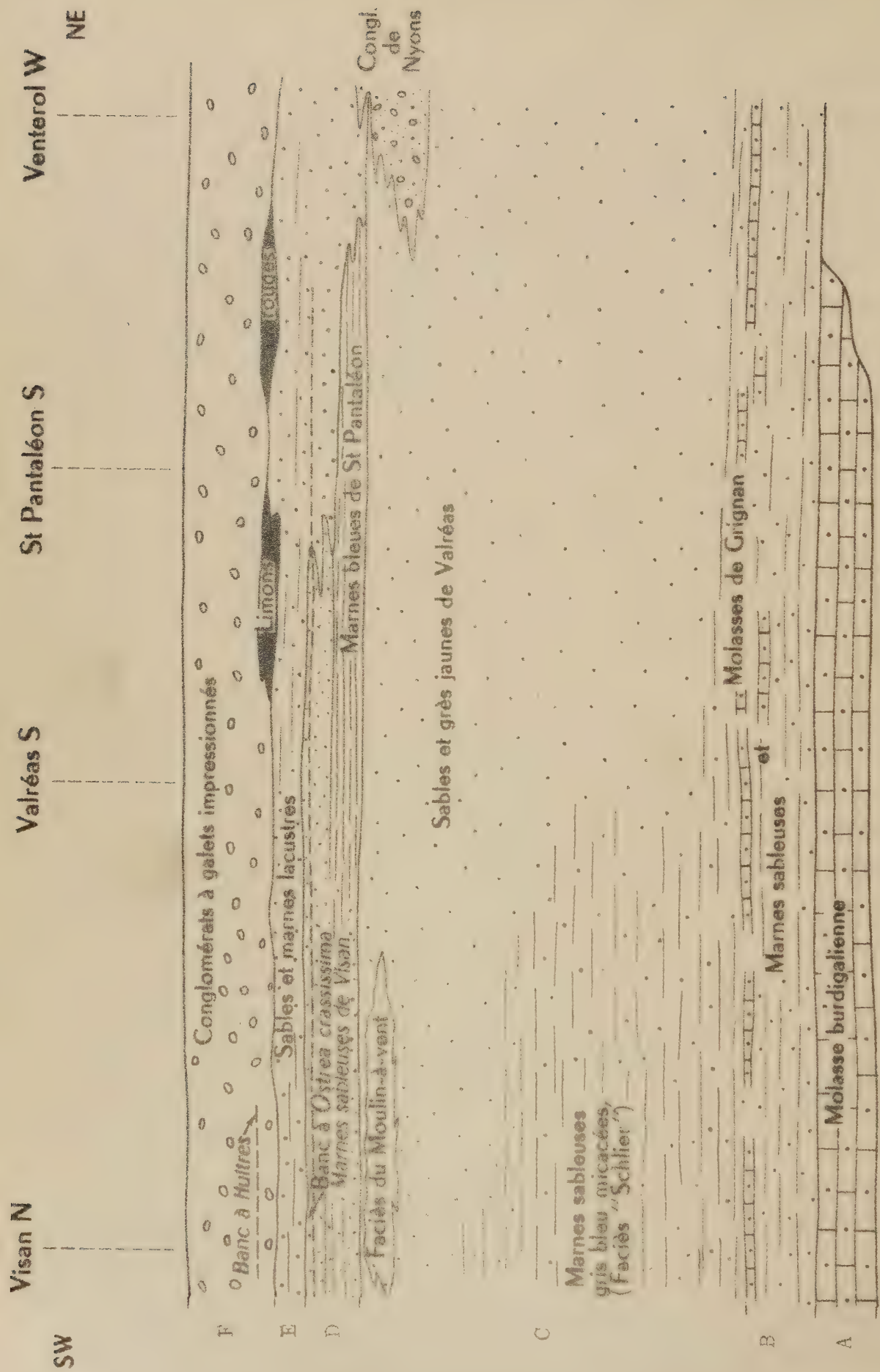


FIG. 10. — Diagramme des faciès du Miocène dans le Haut Comtat Venaissin.

A Burdigalien C Helv. moy. et sup. D Torton. sup. lacustre
 B Helvet. inf. D Tort. inf. marin E "Pontien" conglomér.

détriment de ceux du Tortonien. En l'absence de fossiles, la présence de ce dernier se reconnaît assez bien grâce à la succession de ses lithofaciès. Le Plaisancien se trouve n'être pratiquement limité qu'en un "golfe" correspondant aux combes des vallats de Font Crose et de Font Nègre.

On retrouve l'Helvétien supérieur lui-même au village de Saint-Roman de Mallegarde. Et les pentes qui dominent ce village (cote 210, Combe de Serre Blanc, Combe de la Potence, Combe de Saint-Roch, Combe du Ligneul, Combe Boilaigue) sont formées par les couches marneuses et marno-sableuses, localement fossilifères, du Tortonien marin. Plus loin, entre Saint-Roman et Buisson, le tiers supérieur de la pente du massif miocène est marqué par la présence d'une haute terrasse, à l'altitude 250-270 m : elle est constituée par des conglomérats polygéniques à galets impressionnés d'âge Pliocène moyen que nous avons déjà rencontrés tout à l'heure à Villedieu (conglomérats de la Butte Saint-Claude de Villedieu). Il ne faut pas les confondre avec les conglomérats pontiens qui forment le sommet du plateau. La base de cette terrasse pliocène donne naissance à de nombreux éboulis qui, sur toute la pente en contre-bas, masquent les formations marno-sableuses tortoniennes. La présence de ces dernières est pourtant continue entre Saint-Roman, Buisson et le lieu-dit La Fontaine, près du "col" de la ferme Carrichon.

Sur toute la périphérie du massif de Rasteau, les pentes qui dominent les villages de Roaix, Mirabel, Saint-Roman, Cayranne et celles au niveau de Rasteau sont constituées, au-dessus des marnes bleues plus ou moins sableuses du Tortonien marin, par les marnes et sables grisâtres du Tortonien supérieur fluvio-marin. Le faciès est le même que plus au Nord, avec des bancs ligniteux épars, et des restes de coquilles lacustres, dont Helix christoli FONT. Leur épaisseur varie de 35 à 50 mètres.

Paragraphe 2 : Le "Pontien"

=====

La masse des hauts plateaux de Vinsobres et de Rasteau, est constituée par l'épaisse et monotone sédimentation des conglomérats à

galets impressionnés du Miocène terminal. Ils forment, à 2 km au SW de Venterol, le point le plus haut du bassin de Valréas (Moure de Broche, 552 mètres). Le sommet du plateau de Rasteau n'atteint, à 1 km au SSE de Buisson que la cote 394,8. Les conglomérats à galets impressionnés constituent également la colline du Bois du Roi, à 3 km E de Villedieu, dont le sommet est à 478 mètres. Les pentes des deux massifs principaux sont largement recouvertes par les éboulis de galets des conglomérats (cf Fontannes). Leur épaisseur peut néanmoins s'estimer, à la faveur des coupes naturelles des puissants ravins qui entaillent leurs pentes, entre 75 et 110 mètres. Leur lithologie est la même que celle qui a été décrite lors de notre coupe Chantemerle-Visan. Ce sont des sables ou des sables marneux, très riches en lits de galets polygéniques. La majorité de ces galets sont des calcaires mésozoïques provenant des chaînes subalpines. Leur stock est partout assez homogène. Il s'y mêle des galets de silex, et très rarement de quartzites triasiques et de granite. Des passées sableuses ou marneuses, sans galets, s'observent fréquemment sur plusieurs mètres dans les conglomérats.

Dans l'état actuel de mes relevés, je n'ai retrouvé en aucun point des intercalations de couches à huîtres analogues à celles de la Bézucle. Des lavages dans les passées sablo-marneuses non conglomératiques ne m'ont pas livré non plus de micro-organismes ; mais il faudrait en effectuer des quantités, à tous les niveaux et dans toute la région, pour conclure de façon certaine à leur absence.

La base des formations du Miocène terminal est marquée un peu partout par le développement des "faciès rouges" déjà signalés précédemment. On les retrouve aux points suivants, principalement : dans la partie amont des deux branches du Coriançon, de part et d'autre du lieu-dit les Moulières sur 20 mètres d'épaisseur (cote 410) ; sur les flancs de la partie aval du vallon du Coriançon entre les Lintils et les Crotasses (cote 330) ; dans l'anse de la petite route au niveau du ravin de la ferme Saint-Pierre (près de la combe Chauve) ; à l'E de Villedieu sur le flanc N du massif du Bois du Roi

près de la ferme Font-Froide, au point coté 396 ; à la périphérie de la petite colline du Serre Rouge, au nom caractéristique (sommet à 477 mètres) ; en certains points épars aux environs de Rasteau ; au col des Combes de la Pauline au NE de Cayranne à la cote 260 ; enfin et surtout dans les hauts coteaux qui dominent le village de Buisson, vers la cote 290.

C'est dans cette dernière série d'affleurements que nous définirons définitivement la formation, qui est là très bien représentée et d'accès facile. Pour s'y rendre, quitter la R.D. 20, au N de Buisson, au niveau du 2e tournant (point coté 248) ; prendre le petit chemin, qui, sinuant vers l'W, mène à la ferme Jardijon. A mi-chemin, on longe la base de la cuesta pontienne, très abrupte : on est au niveau même des limons rouges. Ce sont des sables argileux rouges peu marneux, souvent grumeleux, stratifiés, à facules et vermicules marron. Certaines passées sont plus argileuses. Ils renferment des lits de quelques décimètres d'épaisseur de cailloutis rouges constitués de calcaires ou de silex ; ces cailloux sont peu roulés, leur taille varie de quelques millimètres à quelques centimètres. Avec eux, dans certains lits, s'observent toutefois des galets mieux roulés, mais de taille modeste. Ce n'est qu'au-dessus des faciès rouges, dans la masse même des marnes et des sables blanchâtres à lits conglomératiques, que les galets seront de grande taille (5 à 20 cm), bien roulés et impressionnés.

Les "limons et cailloutis rouges de Buisson" sont épais, dans ce secteur, d'une dizaine à une quinzaine de mètres. Ils marquent l'extrême base du Miocène terminal, au-dessus des marnes et sables lacustres du Tortonien supérieur. Je n'ai encore jamais rencontré de développement de faciès rouges dans la masse même des conglomérats "pontiens". Les limons et cailloutis rouges de Buisson sont l'homologue -tant au point de vue faciologique qu'au point de vue stratigraphique- des "cailloutis rouges du Mont Lubéron", situés, à vol d'oiseau, à plus de 70 km de là.

Avec l'examen des conglomérats à galets impressionnés des massifs de Vinsobres et de Rasteau s'achève l'étude des variations de

faciès du Miocène du bassin de Valréas. La FIG. 10 donne un diagramme résumé des relations des formations miocènes dans ce domaine.

Nous étudierons dans la quatrième partie (bassin d'Avignon-Carpentras) les régions de Faucon, Mollans, Malaucène et Benivay-Ollon ; elles sont en effet, en tant que province paléo-géographique inséparables des régions méridionales (fréquence des phénomènes d'érosion marine et développement des vases bleues au début du Miocène).

Achevons maintenant l'étude de cette première partie par l'examen des couches miocènes traversées par les sondages profonds.

4e CHAPITRE

COMPLEMENT D'ETUDE DES FACIES DU MIOCENE DU BASSIN DE VALREAS

D'APRES LES SONDAGES PROFONDS

=====

Ces sondages ont été effectués par la S. N. P. A. en 1959 et 1960. Leurs coupes m'ont été communiquées par M. de Chevilly, directeur général d'exploration du secteur Drôme.

Paragraphe 1 : Sondage de Bouchet

=====

Le sondage est situé au bord de la petite route de Visan à Bouchet, à 1,3 km W de Visan. Ses coordonnées Lambert sont :
X = 805 835, Y = 226 345, Z = 125 76.

La discordance Miocène-substratum a été rencontrée à la cote 336, sur les calcaires gréseux du Turonien.

De la cote 336 à 280, soit sur 56 m, molasse gréseuse, grise ou verdâtre, souvent friable et grossière, du Burdigalien, à ciment calcaire glauconieux. Fragments de bryozoaires, de mollusques, de brachiopodes (?), d'échinodermes ; dents de poissons ; microfaune à Miliolidés, Lagena, Rotalia. Passées d'inégale importance de marne sableuse grise réparties dans toute l'épaisseur de la molasse. Au total, un faciès du type molasse verdâtre de Saint-Restitut, relativement épais. Il est à souligner qu'il se développe dans toute l'épaisseur de l'étage, ne laissant pas se différencier les faciès de molasse calcaire blanche zoogène, habituels au littoraux ou aux hauts-fonds. Ce caractère est accentué par les intercalations de marne sableuse grise.

Au-dessus, sur les 280 mètres restant, grande épaisseur de marne sableuse fine, gris-bleu, finement et abondamment micacée. Elle renferme des passées de marne plastique très peu ou pas sableuse et aussi des bancs de quelques mètres de sable gris ou jaune plus ou moins marneux, ou de grès marneux. Par place, quelques débris coquilliers (bryozoaires, gastéropodes) ; microfaune peu abondante à Elphidium, Rotalia beccarii, Eponides et Ostracodes.

Ainsi les caractères des sédiments helvétiques confirment l'impression laissée par ceux du Burdigalien. A la place des faciès habituels de la périphérie du bassin de Valréas (marnes et molasses de Grignan, sables et grès jaunes), l'ensemble de l'étage est envahi par un faciès marneux et marno-sableux compréhensif. Il correspond à une sédimentation plus vaseuse -et aussi plus épaisse- en relation avec la position du sondage dans la partie centrale du bassin de Valréas. La plaine alluviale qui s'étend, vers le N, au-delà de Richerrenches possède effectivement un sous-sol assez humide. Seule, en affleurement, la partie supérieure de l'Helvétien montre dans les environs de Visan, sur 70 à 100 mètres, le faciès sablo-gréseux habituels des safrés helvétiques.

Paragraphe 2 : Sondage de Villedieu

=====

Il est situé dans l'angle SW extrême de la feuille Nyons au 50 000 ème.

Ses coordonnées sont : $X = 815\ 825$, $Y = 223\ 735$, $Z = 265\ 78$.

La discordance est atteinte à la profondeur de 790 m, au contact des marnes gréso-glaucanieuses du Cénomanién. Le Burdigalien est représenté d'abord par 26 mètres de marne gréseuse grise azoïque analogue au faciès observé dans la base du Burdigalien à la cluse de Montbrison-Fontbonau. Au-dessus, de 764 à 752 mètres, alternance de marne gréseuse et de molasse glauconieuse zoogène. Enfin de 752 m à 746 m, un gros banc de molasse calcaire gréseuse à bryozoaires et débris d'échinodermes. La même remarque s'impose que pour le sondage

précédent. Alors que sur les bordures (au S de Nyons et vers Vaison-la-Romaine), le Burdigalien est représenté par une molasse très calcaire ou même des calcaires molassiques, dans le fond du bassin le faciès est marno-gréseux et moins zoogène.

De la cote 746 à la cote 205 soit sur l'épaisseur de 541 mètres, puissante série helvétique de marne argileuse plastique grise, ou gris-bleu, micacée. Elle renferme des passées de quelques décimètres ou de quelques mètres de sables gréseux ou de grès tendres, fins, gris ou gris-verdâtre, micacés, légèrement marneux. Aucun niveau zoogène n'est signalé. L'épaisseur et la généralisation du faciès vaseux à l'ensemble de l'Helvétien est encore plus manifeste que pour le sondage précédent.

Au-dessus des marnes sableuses grises viennent 32 mètres de conglomérats très denses à galets polygéniques, mais à forte proportion calcaire (de 205 à 173 mètres). Le ciment est un sable marneux. Dans le tiers supérieur, sur 6 mètres, s'intercale un banc de sable marneux. Ces conglomérats correspondent à ceux de Nyons de l'Helvétien terminal.

Au-dessus, 38 mètres de marne bleue sableuse, homogène ; elle correspond aux couches marines du Tortonien inférieur. Elle renferme la microfaune caractéristique du Tortonien marin. Elle est surmontée (135 à 107 mètres) par 28 mètres de marne gris-bleuté, à bancs soit plus sableux, soit plus argileux, renfermant encore la microfaune habituelle du Tortonien marin. Ces précédentes formations tortoniennes, sur 66 mètres d'épaisseur correspondent au "Tortonien inférieur marin" des régions de Cayranne, Visan, Saint-Pantaléon les Vignes. Enfin de 107 mètres à 43 mètres, soit sur 64 mètres, la série tortonienne se termine par un ensemble de marnes, marnes sableuses, sables marneux et sables, de teinte grisâtre, lités, avec quelques galets épars. Ces couches sont l'homologue du Tortonien supérieur de la partie E du massif de Vinsobres. Là, nous avons constaté à la fois une épaisseur plus grande de la formation, un enrichissement en galets disséminés et aussi une persistance de l'influence marine mise en

évidence par la microfaune. Ces derniers 64 mètres de sondage de Villedieu présentent les mêmes caractères et, pareillement, renferment par place des espèces de foraminifères caractéristiques du Tortonien marin ; mais ils sont peut-être remaniés.

Le sondage se termine par les marnes grises plaisanciennes, plastiques, caractérisées par leur association microfaunique habituelle ; une nette discordance marque le contact de ce Pliocène marin d'avec les couches tortoniennes.

La coupe du sondage de Villedieu est particulièrement instructive. Elle donne en effet une coupe presque complète du Miocène, et permet de juger des modifications lithologiques que présentent les diverses formations dans ce secteur. On note, essentiellement, la réduction des faciès calcaireux ou zoogènes, et le développement corrélatif des faciès vaseux. De plus on retrouve, à l'extrémité SW de leur zone l'étalement, l'épisode des conglomérats de Nyons, d'âge Helvétien terminal. Soulignons enfin l'épaisseur très grande de la série traversée, plus de 750 mètres. Elle permet d'estimer à près de 900 mètres l'épaisseur totale du Miocène dans cette région. Cette augmentation d'épaisseur, par rapport aux faciès occidentaux du bassin de Valréas, est particulièrement sensible pour les couches tortoniennes qui atteignent l'épaisseur d'au moins 130 mètres pour l'ensemble de l'étage

Paragraphe 3 : Sondage de Violès

=====

A la limite S de notre région, le sondage de Violès (X = 808 505, Y = 212 215, Z = 109) a traversé environ 250 mètres de Miocène, sous 26 mètres de quaternaire et 54 mètres de Plaisancien marin. La discordance avec les calcaires glauconieux cénomaniens est à la profondeur de 324 mètres. Le Burdigalien est représenté par 36 m (324-288 mètres) de calcaire construit, blanc crème, à lithothamniées et bryozoaires ; c'est le faciès de Saint-Paul-Trois-Châteaux. Il s'intercale de fines passées marneuses. Au-dessus, 8 mètres de marne sableuse puis, de 280 à 255 mètres, alternance de molasse grise, gréseuse,

glaucconieuse, friable, et de marne grise ; les bancs molassiques renferment de nombreux débris coquillers et de très abondants bryozoaires. C'est, au-dessus de la masse calcaire burdigalienne, le faciès des marnes et molasses de Grignan. Ce faciès se poursuit de 255 à 199 mètres, mais avec prédominance des lits de marnes grises, plus ou moins sableuses.

Enfin de 199 à 80 mètres, ce sont des marnes argileuses grises micacées, localement sableuses ; elles renferment, à la base puis vers le tiers supérieur, de grandes épaisseurs de sables gréseux gris moyennement grossiers, légèrement marneux ; c'est la masse de l'Helvétien sous un faciès intermédiaire de marnes et de sables.

L'ensemble du Miocène traversé présente des caractères faciologiques analogues aux coupes de la périphérie W du bassin de Valréas, où prédominent les faciès néritiques par rapport au faciès vaseux. Effectivement nous sommes situés, à Violès, entre les proches rives de la région de Sérignan et d'Orange d'une part, et les hauts fonds de la périphérie W du massif de Lafare-Suzette d'autre part. Ces secteurs montrent des réductions -et même par place des lacunes- du Burdigalien, et des développements de molasses gréseuses zoogènes dans l'Helvétien inférieur. Nous sommes là en présence d'une sorte de seuil entre le bassin de Valréas et celui d'Avignon-Carpentras.

2 ème P A R T I E

LES LAMBEAUX MIOCENES DANS LA DEPRESSION DE MONTELMAR ET

LA SERIE MIOCENE DU BASSIN DE CREST - VALENCE

PLAN

- 1er CHAPITRE Etude des lambeaux de molasse burdigalienne dans la
plaine de Saint-Gervais sur Robion p. 79
- 2e CHAPITRE Etude des affleurements helvétiques de la région de
Montélimar p. 82
- 3e CHAPITRE Répartition stratigraphique des faciès du Burdigalien
du bassin de Crest p. 85
- 4e CHAPITRE Le Vindobonien et le Pontien du bassin de Crest et de
Chabeuil p. 94
-

1er CHAPITRE

ETUDE DES LAMBEAUX DE MOLASSE BURDIGALIENNE DANS LA PLAINE DE SAINT-GERVAIS SUR ROBION =====

La vaste plate-forme de Réauville, constituée par les bancs calcaires lacustres aquitaniens intercalés de lits marneux, s'élève progressivement vers le N jusqu'à des altitudes dépassant 400 m (plateau de Montjoyer et d'Aleyrac). Il n'y subsiste plus de placages de molasse burdigalienne. Les derniers lambeaux de grès molassiques verdâtres s'observent à quelques 3 km au NE de Réauville, à la limite des feuilles Valréas et Montélimar au 50 000e (voir 1ère partie, chapitre 1, §3). Au-delà s'étendent les vastes plaines alluviales du Robion et du Jabron, depuis Manas et La Bégude jusqu'à Montélimar et Chateauneuf-sur-Rhône. C'est une large dépression déblayée dans les assises molles albiennes et aptiennes. Vers le N, les couches cénomaniennes sont recouvertes de nouveau par les calcaires lacustres aquitaniens et les molasses miocènes (bassin de Crest). Le vaste anticlinorium de calcaires urgoniens et néocomiens de Marsanne limite la dépression vers le NW. Les placages résiduels de Miocène sont assez nombreux mais très épars dans cette région (FIG. 11).

Etudions d'abord ceux qui sont attribuables au Burdigalien.

La petite colline qui domine les maisons du village de Puységiron est constituée d'assises mal visibles, couvertes d'éboulis et de ruines. On y reconnaît néanmoins un faciès de grès calcareux plus ou moins glauconieux, à débris organogènes, analogue à la molasse gréseuse verdâtre de Saint-Remond. Les débris d'huîtres et de pectinidés qu'on y remarque ne permettent pas de détermination spécifique valable.

Il en est de même pour la petite butte à laquelle s'adosse le village de la Batie-Rolland. Elle domine d'une vingtaine de mètres la plaine du Robion. Les blocs épars sont de toutes provenances. Il est très difficile parmi les broussailles et les décombres de juger de la nature des assises en place. Il semble qu'il s'agisse d'un faciès analogue au précédent, détritique, glauconieux, quelque peu zoogène par place.

Les tertres aux pentes molles qui s'étendent entre la Batie, Bonlieu et St Gervais, sont constitués de marnes aptiennes. Ils sont coiffés de lambeaux résiduels de Miocène, et, au S de St Gervais, de Pliocène. On ne trouve guère que des pierres volantes dans les champs ; leur lithologie évoque encore les faciès du Burdigalien de Saint-Remitut.

La dernière traînée de lambeau miocène s'étend, à l'E, entre St Gervais et Charols, sur une longueur d'environ 2 km. On y rencontre des grès grossiers, glauconieux, vacuolaires ; des grès molasiques verdâtres lités dont certains sont encore assez sableux ; des molasses gréseuses plus ou moins zoogènes. Ces faciès montrent de nombreux fragments de bryozoaires, des traces de lithothamniées, des débris d'huîtres, de pectinidés, d'échinodermes. Aucune détermination spécifique n'est possible. Les faciès de molasse calcaire blanche paraissent rares. Ceux qui s'en rapprochent sont encore assez nettement détritiques, bien qu'a cassure compacte et cristalline.

Au total, en l'absence de bons affleurements parmi ces témoins résiduels de Miocène de la plaine de Saint-Gervais, on ne peut supposer l'âge burdigalien des formations démantelées originelles que par analogie lithologique avec ceux du bassin de Valréas. Il n'est pas possible, au demeurant, de préjuger de l'extension et de la répartition de ces faciès. Notons que la grande fréquence des blocs du type "molasse détritique" est probablement imputable à l'érosion : étant donnée leur provenance probable à des assises de la base du Burdigalien, ils ont en effet plus de chances d'être conservés, tandis que les assises supérieures marno-calcaires et molasso-calcaires

ont dû être largement déblayées. Quant aux faciès marneux ou sableux, l'érosion n'en a pas laissé de trace ; de toute façon, dans la mesure où ils seraient localement conservés, l'amollissement du relief ne favorise guère leur affleurement.

Quoiqu'il en soit la nature marno-sableuse du substratum (Crétacé moyen) ne devait guère favoriser le développement de faciès de molasse calcaire zoogène.

2e CHAPITRE

ETUDE DES AFFLEUREMENTS HELVETIENS DE LA REGION DE MONTELMAR

=====

Entre Châteauneuf-sur-Rhône et Malataverne affleurent des safres helvétiques. On les observe à 100 m à l'E de Châteauneuf, au Nord de la R.N. 540. Ce sont des sables jaunes, fins, légèrement marneux, homogènes, non stratifiés, azoïques, finement micacés. Ils reposent brutalement contre le massif crétacé qui s'étend au S. Le contact semble bien se faire par faille (faille de Châteauneuf); les couches crétacées, au S immédiat de la route, sont redressées presque à la verticale, avec broyage, développement de calcite et miroir de faille. Les tracés géologiques de cette région sont considérablement à revoir (présence probable d'albo-gargasien et d'aptien). Quoiqu'il en soit, il est difficile dans ce secteur de faire la part entre l'influence d'une tectonique cassante postmiocène et l'éventualité d'une structure morphologique antémiocène (paléorelief crétacé).

On perd la trace des safres miocènes dès avant l'ancien tronçon de la R.N. 7.

On retrouve l'Helvétien dans les hauteurs au N et à l'E de Montélimar. La colline située entre cette ville et Montboucher montre presque continuellement, à sa périphérie, les safres helvétiques. Ce sont des sables fins, jaunâtres et micacés, uniformément et légèrement marneux, homogènes, rarement lités, azoïques. A la sortie de Montboucher, ils sont quelque peu stratifiés, grisâtres et marneux. Ils affleurent encore bien à 1 km à l'E du village, mais on ne les voit guère plus loin. Ils s'adossent, à la partie N du plateau, contre les calcaires aptiens formant en ce point une sorte de paléorelief.



FIG. 11. Répartition des lambeaux miocènes dans la plaine de Montélimar et limites paléogéographiques au Burdigalien et à l'Helvétien

limites occidentales des mers :

- A du Burdigalien
- B de l'Helvétien

Entre Montélimar et St Marcel on les observe toujours sous le même faciès fin, plus ou moins marneux et micacé, jusqu'auprès de St Marcel-les -Sauzet. La petite vallée qui débouche au NW de St Marcel montre également notamment sur sa rive W, les safres fins helvétiques.

On les retrouve à 1 km au NW de Sauzet, peu avant le col de Gentil. L'Helvétien pénètre là nettement dans des dépressions creusées dans les calcaires crétacés. La colline cotée 294 est entourée en contre-bas par les affleurements de safres helvétiques précités ; elle devait correspondre à une sorte d'ilôt ou de haut-fond.

Il en va de même pour les affleurements qui s'alignent entre la Laupie et Condillac. La colline sur laquelle s'adosse au S le village de La Laupie est constituée à l'W par les marnes noires aptiennes et à l'E par les sables et grès helvétiques. Dans la partie N de la butte, ceux-ci sont assez grossiers et grésifiés, quartzeux, légèrement glauconieux. Dans la partie S ils renferment des débris de pectinidés, de bryozoaires, avec des fragments d'Ostrea crassissima LMK ; leur texture est très grossière par place, au contact même avec le Crétacé. A moins d'un kilomètre de là, près du carrefour de la R.D. 6 et de la V.O. menant à Condillac, on observe sur 6 à 8 m des sables quartzeux grossiers, blanchâtres ou jaunâtres, à stratification entrecroisée. Ils renferment des lits de galets dont certains sont peu roulés : éléments de calcaires et de silex, mais aussi de quartz et de granite. On récolte des débris de balanes et de petits pectinidés roulés, mais très rarement (Chl. gentoni FONT.). En continuant vers Condillac, affleurent encore des safres jaunes, plus ou moins grossiers. Les parois du ravin Gauthier entament sur 20 à 25 m d'épaisseur ces sables helvétiques, gris à jaunâtres, quartzeux, lités, assez grossiers. On les suit jusqu'aux abords du village. Ce vallon de Condillac constitue ainsi une sorte de détroit fossile rempli par les sables helvétiques et entouré par les hautes collines crétacées. Il correspond à une vieille morphologie anté-miocène de la bordure du Massif Central que nous retrouverons avec les mêmes caractères ailleurs (dans la région de Vienne). Elle est la marque d'une structure hydrographique très ancienne envahie par la transgression miocène.

Beaucoup plus au N, sur la rive gauche du Rhône, près de Mirmande, on retrouve des sables miocènes. Sur les deux rives du petit vallon de la Tessonne, en aval immédiat du village, affleurent sur une épaisseur de 15 mètres, des sables jaunâtres, de faciès tout à fait habituel et banal pour l'Helvétien. Ils sont recouverts par les conglomérats du Pliocène supérieur. Ils ne m'ont livré aucun fossile. Il semble qu'ils correspondent à l'extrémité septentrionale d'un vaste golfe dont le débouché, parsemé d'îlots, correspondrait précisément au triangle Condillac - St Marcel - La Laupie. Des communications directes entre Mirmande et le bassin de Crest paraissent en effet très douteuses, car la base de l'Helvétien présente des faciès tout à fait littoraux entre Grane et la Roche sur Grane (voir plus loin). Par ailleurs le massif de la forêt de Marsanne devait former un fort relief (586 m) dès l'époque miocène, puisqu'il est entaillé dans sa partie méridionale par le couloir miocène de Condillac. D'ailleurs plus tard la transgression pliocène a emprunté de nouveau le chenal de Condillac. Ce n'est que le Rhône quaternaire, ainsi qu'en témoignent ses hautes terrasses dominant la rive gauche, qui a creusé épigéniquement l'étroite vallée actuelle entre Cruas et Ancône.

Quoiqu'il en soit, malgré la nature éparpillée et résiduelle des formations miocènes de la plaine de Montélimar - Cléon d'Andran, il est intéressant de souligner le phénomène très net de transgression vers l'W que montre l'Helvétien. Alors que le Burdigalien est présent sous son faciès de molasse détritique verdâtre, sur le plateau de Réauville, ce ne sont plus que les sables jaunes grés-marneux de l'Helvétien qui, à Châteauneuf-sur-Rhône, viennent au contact du substratum. A l'W d'une ligne Espeluche - la Laupie il en est constamment de même. A la colline de la Laupie la base de l'Helvétien revêt un faciès hétérogène, grossier, glauconieux, à débris de fossiles, qui paraît bien témoigner de ce dépassement transgressif vers l'W de l'Helvétien inférieur par rapport au Burdigalien. La nature fréquemment grossière des sables helvétiques, la présence de petits galets de granite et de quartz, la pénétration sous forme de "ria fossile" en direction du NW indiquent bien aussi l'importance de ce mouvement vers

3e CHAPITRE

REPARTITION STRATIGRAPHIQUE DES FACIES DU BURDIGALIEN

DU BASSIN DE CREST

=====

Le bassin de Crest constitue la terminaison méridionale du bassin de Valence. Les couches miocènes se relèvent périclinalement et forment, au S de la basse vallée de la Drôme, une auréole semi-circulaire. Le Burdigalien y affleure largement, de Grane à Autichamp et à Crest ; il est redressé à l'E contre la bordure des montagnes crétacées subalpines (voir carte FIG. 13).

Le bassin de Crest mérite une étude à part, car la plaine de Valence ne montre sous sa vaste couverture alluviale, que des affleurements très disséminés de Miocène. Aussi le pays miocène qui s'étend d'Autichamp à Chabeuil (= bassin de Crest - Chabeuil ou de Crest - Valence) est-il relativement isolé des collines miocènes du Bas-Dauphiné, dont les reliefs ne commencent qu'au N de la vallée de la Basse-Isère. De plus, les formations du Miocène de Crest réalisent un intermédiaire stratigraphique précieux entre ceux du bassin de Valréas et ceux du Bas-Dauphiné.

Les faciès que montre le Burdigalien rappellent ceux du bassin de Valréas, mais ils sont plus variés, et plus hétérogènes. En gros, la partie W, entre la R.D. 26 et Grane est marquée par une sédimentation marno-sableuse et molassique. Et la partie E, de la R.D.26 jusqu'au-delà de Crest, par une sédimentation sablo-marneuse. Irrégulièrement, mais à peu près partout, le sommet de l'étage est marqué par des bancs de molasse calcareuse fossilifère. Enfin, au N de Crest, la série burdigalienne se réduit progressivement en direction de Vaunaveys et Ourches.

Paragraphe 1 : Le Burdigalien entre Autichamp et Grane

=====

La formation la plus caractéristique du Burdigalien de ce secteur est une marne gris clair à jaunâtre, quelquefois plus ou moins sableuse, souvent fossilifère. Je l'ai dénommée "marnes de la Grenette" du nom du ruisseau qui coule au pied de la cuesta miocène. Elle est bien représentée dans les talus de la route entre les fermes Mauraude et Germa (12 m). La faune contient surtout de nombreux petits pectinidés attribuables à Chlamys scabrella LMK, Chl. gr. tournali DE S. et à Chlamys multistriata POLI, des petits bryozoaires branchus et des débris d'huîtres (Ostrea granensis FONT.). Sous la ferme St Jean à 1 km E d'Autichamp on retrouve ces marnes dans les champs (20 m) à la base du Burdigalien. Au-dessus, un banc sableux de 4 m les sépare d'une vingtaine de mètres de marne grise micacée très sableuse fossilifère. On y rencontre avec Chlamys scabrella LMK, des débris d'huîtres et de bryozoaires ainsi que Chlamys palmata LMK var. cres-tensis FONT., Pecten valentinensis FONT., nombreux moules de lamel-libranches.

Non loin, près de la ferme Grand'Grange, on revoit ce faciès marno-sableux gris-bleu, homogène, plus ou moins micacé. Il avait déjà été signalé par Fontannes qui le désignait sous le nom de "Langhien".

Ainsi, à l'E comme à l'W d'Autichamp, on rencontre une quarantaine de mètres de faciès marno-sableux, devenant très sableux dans sa moitié supérieure. Ces marnes de la Grenette reposent sur un substratum relativement plat de calcaires lacustres aquitaniens. Elles ne sont pas sans rappeler les marnes de Salles, mais leur lithologie est beaucoup moins calcaire et fréquemment sableuse.

Vers les fermes Les Bruyères et Grand'Grange, les marnes de la Grenette différencient à la base un faciès de calcaire marneux détritique et lumachellique beige et jaunâtre, assez dur (FIG. 12). Peu épais (2 à 4 m), il renferme de nombreux débris de fossiles peu déterminables (dont des fragments attribuables à Flabellipecten latis-sima var. restitutensis FONT.) et des miogypsines. Cette molasse

lumachellique est plaquée contre le calcaire aquitaniens érodé et perforé. On peut rattacher à ce faciès les quelques lambeaux épars sur le plateau aquitaniens au S de la Grenette. Près de la ferme Chacuse (commune d'Auriples), en bordure de la R.D. 26, on note sur une dizaine de mètres une marne en bancs durs, gréseuse, lumachellique, glauconieuse ; elle se mêle à des lits de calcaire grossier jaune-verdâtre, vacuolaire, à nombreux débris organogènes. A la base, galets roulés et verdis ; le substratum calcaire est érodé et perforé. Dans sa partie E, ce lambeau repose déjà sur les marno-calcaires gréseux du Cénomaniens. Une formation analogue s'observe au lieu-dit Fort les Coquilles à l'altitude de 433 mètres. Ce sont, sur 6 m, des sables marno-calcaires jaunes très grossiers, très riches en débris de pectinidés ; la partie supérieure durcit en une lumachelle à galets roulés et verdis, livrant de nombreux pectinidés déterminables. On reconnaît : Anomia costata BRONGN., Chlamys rotundata LMK var. dromica FONT., très fréquent, Chlamys fraterculus SOW., Pecten valentinensis FONT., Chlamys praescabriuscula FONT., Ostrea granensis FONT., Ostrea sp., nombreux bryozoaires.

Nous dénommerons ce faciès, bien représenté dans les gisements des Bruyères, de Chacuse, et des Coquilles, sous le nom de molasse lumachellique de Fort-les-Coquilles. Elle représente peut-être, vers le S, une plus grande partie du Burdigalien. C'est un dépôt de haut-fond irrégulier, zone intermédiaire entre le bassin de Crest et le bassin de Montélimar.

A Autichamp même, un haut-fond de calcaires aquitaniens, érodé et percé de lithophages interrompt momentanément la sédimentation des faciès marneux (FIG. 12). Il supporte directement une molasse gréseuse verdâtre, du type de Saint-Restitut ; elle est plus ou moins litée, à bancs tantôt plus gréseux tantôt plus calcaires. Elle contient des bryozoaires, des pectinidés dont Chlamys scabrella LMK, Chlamys multistriata FOLI, Chlamys praescabriuscula FONT. assez abondant, radioles de Cidaris, moules internes de lamellibranches (Tapes, Panopea etc ...), de gastéropodes, des débris d'huîtres (O. granensis FONT.). Elle ne se poursuit guère vers l'E et semble passer

latéralement et supérieurement aux marnes sableuses de la Ferme Saint Jean. Vers l'W (Boiffis) et le NW (les Gilles), on suit irrégulièrement cette molasse verdâtre. Elle s'associe à la partie supérieure des faciès marno-sableux de la Grenette.

Vers Boiffis elle s'enrichit en galets verts, s'amincit, puis disparaît. Près de la ferme des Faures réapparaît localement l'Aquitanien. Le Burdigalien présente à la base des galets verdis, puis un ensemble marneux et marno-sableux.

Sur les faciès précédents, presque continûment, le sommet du Burdigalien montre un banc peu épais (2 à 6 m) de molasse dure, blanchâtre ou jaunâtre, calcaréo-gréseuse. Elle renferme de nombreuses empreintes de mollusques dont surtout des moules internes de lamellibranches (Panopea, Tapes, Arca) ainsi que Pecten subbenedictus FONT. et Pecten paulensis FONT.

On l'observe bien à l'E d'Autichamp, à l'entrée NW du village, dans la région des Gilles et le long de la cuesta entre Maraude et Grane. A la colline de Boisset on retrouve encore le banc molassique dur à lamellibranches au-dessus d'une trentaine de mètres de faciès marneux et marno-sableux.

L'examen des affleurements situés aux abords de Grane et de ceux des lambeaux épars à l'W de la Grenette va nous montrer maintenant un Burdigalien réduit. Aux Liards, à 2,5 km de Grane, un lambeau de molasse gréseuse à débris de petites huîtres repose directement sur le substratum, sans faciès marneux. Un peu plus au N, près de la ferme des Claux, on observe directement la base de l'Helvétien avec quelques mètres de grès compacts azoïques, puis un banc à Ostrea crassissima LMK.

Près du village, en contre-bas de la ferme Reboul, la molasse burdigalienne à moules de lamellibranches surmonte une épaisseur réduite de marne sableuse. Ainsi, en direction de l'W, le Burdigalien s'amincit et disparaît contre les hauteurs crétacées du bois de la Dame, lequel constitue la partie N du massif de la forêt de Marsanne.

W
Ferme Boiffis

Aulichamp

St Jean

E
Les Bruyères

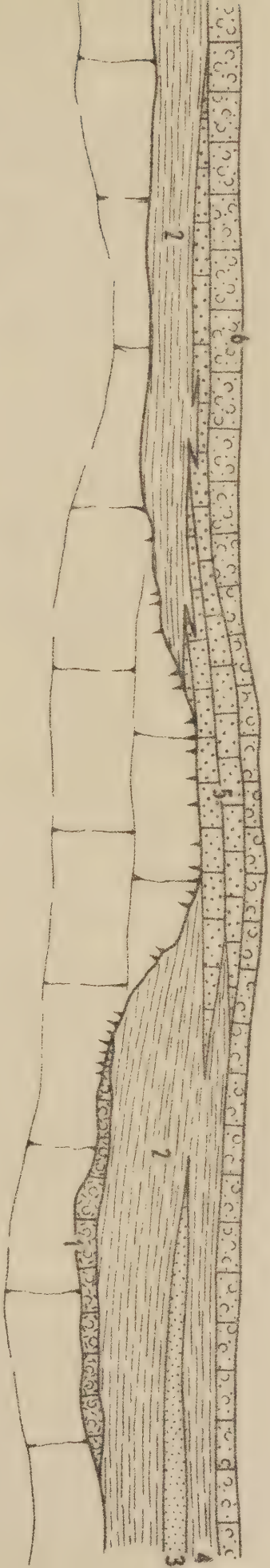


FIG. 12. — Répartition stratigraphique des faciès du Burdigalien près d'Aulichamp

- | | |
|-------------------------------------|--|
| 1 molasse faciès Port-les-Caquilles | 4 sables marneux de Crest |
| 2 marnes de la Grenette | 5 molasse verdâtre |
| 3 sables blancs de Moutier | 6 molasse calcareuse à lamellibranches |

A la sortie de Grane par la R.D. 125 l'Helvétien inférieur conglomératique repose directement sur le faciès marneux et marno-sableux gris de la Grenette. Au N, près d'Ambonil, au-delà de la vallée de la Drôme, l'Helvétien recouvre directement l'Oligocène. Nous atteignons ainsi dans ce secteur la limite W de la transgression burdigalienne (Golfe de Grane).

Paragraphe 2 : Le Burdigalien entre Autichamp et Crest

=====

De la ferme Chabrière à la ferme Guillaumond près de Crest, le Burdigalien est représenté par un ensemble de sables fins marneux mêlés de sables grossiers. Il se termine fréquemment par un banc de molasse plus ou moins calcareuse.

Le premier type n'a rien de nouveau : ce sont des sables marneux, souvent assez fins, gris jaunâtres, plus ou moins lités, localement glauconieux et micacés. Ils diffèrent des sables verdâtres de Chante-merle en ce qu'ils sont plus fins et marneux, moins calcareux, non zoogènes, peu consolidés. C'est un type de sédimentation de comblement littoral calme. On les rencontre constamment entre les fermes Rolland et Guillaumond (commune de Divajeu). Nous les appellerons "sables marneux de Crest". La base du Burdigalien ne paraît nulle part marquée par un conglomérat à galets verdis. Ces sables marneux consolident irrégulièrement en grès calcareux tendres et friables. Ils renferment localement de minces joints marneux blanchâtres, quelquefois irréguliers et sinueux. Localement (colline de Divajeu), à leur base, se différencie un faciès compact, lumachellique, analogue à celui de Fort les Coquilles. L'ensemble du Burdigalien est épais de 50 à 80 m ; son maximum d'épaisseur se situe à peu près au niveau de la R.N. 538.

Ces formations, relativement habituelles au Burdigalien, sont envahies localement par un faciès détritique siliceux de sables grossiers, blanchâtres, à lits de galets roulés, sans débris organiques, légèrement marneux. Ces sables s'observent bien en particulier de part et d'autre de la R.D. 26 près du point coté 347 qui correspond

au lieu-dit Moutier de la Carte au 80 000 e. Comme il ne lui équivaut pas de lieu-dit sur les cartes au 50 000 e, ni au 20 000 e, nous continuerons à appeler ce faciès "sables blancs grossiers de Moutier". Ils sont irrégulièrement consolidés ; leur granulométrie est très hétérogène, ils renferment de gros grains de quartz. Ils présentent une stratification entrecroisée très nette, l'inclinaison des lits se faisant en moyenne vers le NNW. C'est un atterrissage terrigène d'origine fluviatile provenant probablement des terrains sablo-gréseux du substratum antémioène de la partie occidentale des Barronnies.

Ils envahissent brutalement à partir de la ferme des Bruyères tout le Burdigalien marneux et molassique. Latéralement ils s'annoncent simplement à partir de la ferme Saint Jean par l'intercalation d'un banc de sable gréseux au milieu du faciès marneux ; en même temps la moitié supérieure de ce faciès marneux devient très sableuse ; enfin le banc de molasse à lamellibranches s'enrichit de parties détritiques. Dans un champ situé entre la cote 347 et la ferme Rolland on les voit reposer directement sur les calcaires aquitaniens. Leur épaisseur atteint une trentaine de mètres.

Il est à noter qu'une faille d'orientation N-S (faille du bois des Cordeliers), non indiquée sur la feuille géologique Privas au 80 000 e affecte le Miocène dans ce secteur. La bordure méridionale du bassin de Crest est d'ailleurs marquée de deux autres accidents analogues au précédent visibles à l'W d'Autichamp. L'un en particulier décale et redresse à la verticale le banc à Ostrea crassissima LMK de l'Helvétien inférieur (voir plus loin) suivant une ligne N-S passant près des fermes Coursanges et Almorice, entre Chabrillan et Autichamp.

Quoiqu'il en soit, les sables grossiers de Moutiers sont moins développés en direction de Crest. Localement, en contre-bas de la colline cote 393, à Divajou, ils envahissent encore largement la moitié supérieure des faciès sablo-marneux de Crest qui représentent presque tout l'étage dans ce secteur. Nous retrouverons le faciès grossier de Moutiers dans le Burdigalien au N de Crest, ainsi qu'un peu partout dans l'Helvétien inférieur.

Le sommet du Burdigalien se termine fréquemment par un banc de quelques mètres de molasse calcaire plus ou moins gréseuse. Elle renferme comme vers Autichamp et Grane, de nombreux débris de fossiles. On l'observe bien, près du château de Divajeu, riche en pectinidés : Pecten subbenedictus FONT. (et formes intermédiaires avec P. paulensis FONT.), Chlamys praescabriuscula FONT., Chlamys rotundata LMK var. dromica FONT., Chlamys radians NYST., Chlamys multi-striata POLI. Elle renferme également de nombreux moules internes de lamellibranches, des débris d'huîtres, d'assez nombreux bryozoaires, des fragments de Scutelles, des dents de Lamna, etc ... On retrouve ce faciès sous l'Helvétien à la faveur de l'érosion du ruisseau du Rif Noir, sur quelques centaines de mètres de long. Les bancs molassiques inégalement durcis, plus ou moins glauconieux, renferment de nombreuses Scutella paulensis AGASS., ainsi qu'Ostrea granensis FONT. Pirula condita BRONGN. etc ... (hameau des Porteronds).

Plus à l'W, un autre ruisseau remet à jour, en contre-bas de la ferme la Dourille, sur au moins 1 km de long, le banc molassique. La faune est analogue à celle des Porteronds. On observe même en-dessous les marnes sableuses de la Grenette, devenant marno-gréseuses vers le haut.

Paragraphe 3 : Le Burdigalien au N de Crest

=====

De Crest à la Rochette, le Burdigalien est moins épais (20-25 m). Il montre surtout des sables marneux a passées soit plus fines, soit plus grossières. On retrouve ainsi localement les sables grossiers blanchâtres de Moutiers.

Les coupes sont les suivantes :

A Crest :

- Molasse zoogène plus ou moins gréseuse (2 m) ; passe à 8 m plus au N ;
- molasse dure très zoogène, extrêmement riche en pectinidés (3 m) : Chlamys praescabriuscula FONT., Pecten subbenedictus FONT., Pecten paulensis FONT., Chlamys palmata LMK var.

crestensis FONT. (abondant et endémique);

- molasse plus détritique, hétérogène, jaunâtre (3 m) ; disparaît plus au N ;
 - sables marneux (15 à 18 m) ;
- Aquitanien (calcaire lacustre).

A Vaunaveys :

- Molasse hétérogène calcareuse assez dure (2 m); passe à 3 m plus au N ;
 - molasse marneuse (2 m) ;
 - marne sableuse verdâtre (3,5 m) ;
 - molasse marno-gréseuse fine, verdâtre, a empreintes (1 m) ;
 - sables marneux à passées plus grossières (9 à 10 m) ;
 - grès molassique tendre à huîtres (1 m) ;
 - sables grossiers blanchâtres (3 à 4 m) ;
- Aquitanien (calcaire lacustre).

A la Rochette :

- Molasse hétérogène calcareuse à débris de fossiles (3 à 4 m) ;
- marne grise peu sableuse (4 m) ;
- grès molassique riche en débris d'huîtres (2 m) ;
- marne jaune finement sableuse et micacée (8 à 9 m) ;
- sables marneux jaunes avec quelques passées grossières (petits galets calcaires et gros grains de quartz, 11 m) ;
- dessous, calcaire aquitanien.

Au-delà le Burdigalien se réduit en faciès et en épaisseur.

A Ourches, on ne retrouve plus le banc molassique supérieur :

- grès grossiers jaunes-roux a galets épars, avec un banc d'huîtres et quelques débris de petits pectinidés (12 m) ;
- dessous, marne sableuse grossière hétérogène à cailloux roulés et galets (2 m) .

Au-delà le Burdigalien est très peu épais, voire absent. On le retrouve encore cependant en un dernier gisement à Barcelonne :

- Molasse jaune détritique à débris zoogènes (4 m) ;
- conglomérat dans un sable grossier marneux (4 m) ;
- à la base, couche sablo-marneuse à huîtres (0,2 m).

Dans ces dernières stations, la distinction du Burdigalien est assez arbitraire ; elle est basée surtout sur des critères faciologiques. On est bien plutôt à la limite du Burdigalien et de l'Helvétien que dans un Burdigalien supérieur caractérisé. Néanmoins, au-dessus, on observe des dépôts de sables fins à Ostrea crassissima LMK, correspondant à l'Helvétien inférieur.

On constate ainsi, à partir de la Rochette, un appauvrissement dans les faciès du Burdigalien et dans sa faune, conjointement à une réduction d'épaisseur. Au-delà de Barcelonne, sur la bordure méridionale du Vercors, on ne le retrouve plus. La limite W de la transgression burdigalienne paraît bien être ainsi une ligne approximative Grane - La Beaume - Barcelonne (voir FIG. 13). A partir de maintenant, dans le Valentinois comme dans les collines du Bas-Dauphiné, nous ne rencontrerons plus jamais de formations attribuables à cet étage, ni en affleurement ni en sondage.

Dans la partie sud-occidentale du Vercors, nous retrouvons par contre un Burdigalien sûr, en un secteur très limité dans le synclinal de Gigors, en contre-bas W de la ligne de crête des Roches de l'Aigle. Là, à des altitudes de 650 à 850 mètres, subsistent sur l'Urgonien quelques lambeaux de molasse calcareuse jaunâtre ou verdâtre, à galets verdis et à empreintes de pectinidés (dont Chlamys praescabriuscula FONT.). La surface du substratum calcaire est fréquemment érodée et perforée. A partir de ces régions le domaine d'extension du Burdigalien restera cantonné dans le Vercors.

Il est à signaler que la bordure tertiaire du Vercors au N de Crest est très redressée, presque partout verticale. Les couches crétacées, oligocènes et miocènes sont fracturées et écaillées. Entre la Baume Cornillanne et Barcelonne, à l'E de son contact stratigraphique normal sur l'Aquitainien, on retrouve un lambeau de molasse coincé en écaille entre des bancs verticaux d'Oligocène.

4e CHAPITRE

LE VINDOBONIEN ET LE "PONTIEN" DU BASSIN DE CREST ET DE VALENCE

=====

Paragraphe 1 : Etude des faciès du Vindobonien du bassin de Crest-Valence

=====

Les faciès de l'Helvétien sont moins variés, beaucoup plus épais et beaucoup moins fossilifères que ceux du Burdigalien (environ 200-250 m, sinon plus).

Dans cette série relativement monotone, on peut distinguer trois ensembles ; dans l'ordre stratigraphique :

- sables et grès stériles de Chabrillan (environ 200 m), formant la masse principale de l'étage Vindobonien ;
- grès de Grane (5 à 12 m) ;
- à la base, sables marneux et molasses des Berthouins à Ostrea crassissima LMK (30 à 60 m).
- a - Sables marneux et molasses des Berthouins à Ostrea crassissima LMK

Ces faciès sont encore assez variés. Ils affleurent largement entre Divajeu et Autichamp vers les fermes Souchier, les Arbads, les Berthouins, ce dernier point étant celui où nous les définirons. Ce sont des sables marneux, jaunâtres ou grisâtres, souvent micacés. Leur épaisseur dans ce secteur est d'environ 40 à 50 m. A plusieurs niveaux dans cette formation, se différencient de vastes passées de marnes sableuses gris-bleuté, bien visibles par exemple près de la ferme de Ranchy. A la base, au-dessus de la molasse burdigalienne, s'observent à peu près partout 5 à 15 m de sables gréseux azoïques. Vers le tiers inférieur de la formation, un banc de grès molassique

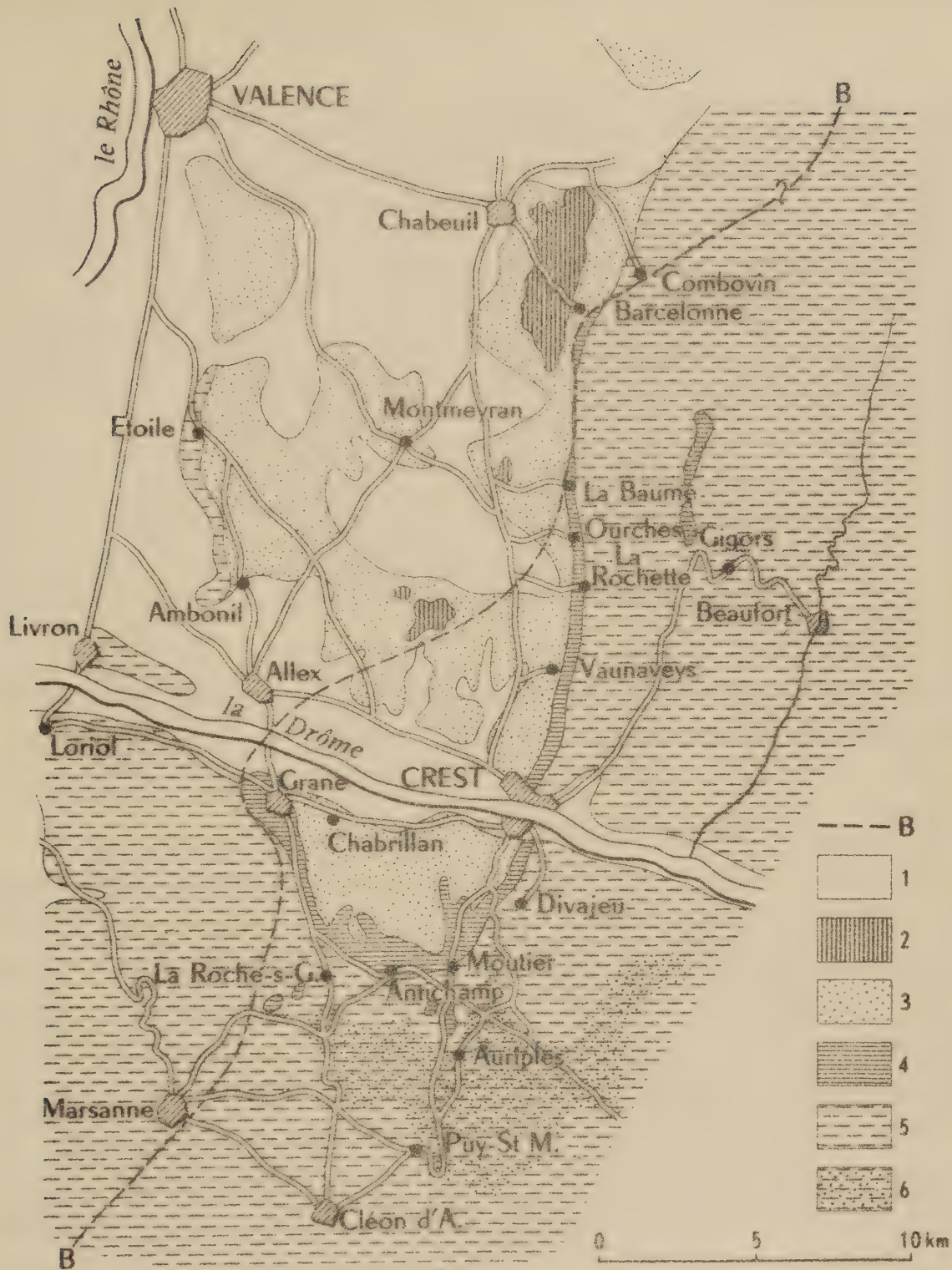


FIG. 13. — Carte schématique du Miocène du bassin de Crest.

- | | |
|------------------------------------|---------------------------|
| 1 alluvions | 4 Burdigalien |
| 2 Tortonien supérieur et "Pontien" | 5 substratum calcaire |
| 3 Vindobonien | 6 substratum grés-sableux |

B : limite de la transgression burdigalienne

quelquefois très dur (1 à 5 m) renferme des valves de grande taille d'Ostrea crassissima LMK. De nombreux galets, épars ou par lits, souvent de petite taille, s'observent dans cette molasse. Elle est fréquemment surmontée par une molasse jaune hétérogène à bancs siliceux ou calcareux, riche en débris de bryozoaires, de pectinidés (Chlamys multistriata POLI, Chlamys camaretensis FONT.), avec Ostrea granensis FONT., Ostrea crassissima LMK, et de nombreux moules internes de lamellibranches. Les sables marneux et molasses des Berthouins sont l'homologue des sables marneux et molasses de Grignan du bassin de Valréas ; ils ont une lithologie comparable, quoique moins zoogène et moins fossilifère en général. Ils renferment une faune analogue, quoique beaucoup moins riche.

C'est cette formation, qui, à Grane même, ainsi qu'à l'W de la Grenette, est transgressive sur le Burdigalien, lequel est réduit ou absent. A Grane, l'Helvétien inférieur est devenu localement conglomératique, sur une épaisseur de 4 à 8 mètres.

On observe, bien caractérisés, ces faciès marno-sableux à Ostrea crassissima LMK au-dessus du Burdigalien des vallons de Porterons et de Dourille. On les retrouve vers l'E à Divajeu et à Crest où leur épaisseur est plus grande (60 m). Aux faciès habituels s'adjoignent souvent des bancs de sables gréseux blanchâtres grossiers analogues à ceux de Moutiers ; ils sont bien développés dans la colline de Divajeu. Vers le NE l'Helvétien inférieur présente à Crest et Vaunaveys les mêmes caractères. A la Rochette il paraît moins épais. A la Baume Cornillianne, il est réduit à 5 m ; les faciès de sables gréseux azoïques (safres) de l'Helvétien se développent par contre largement au-dessus.

- b - Grès de Grane

Vers l'W et le NW du bassin de Crest s'observent au-dessus des sables marneux et molasses des Berthouins, des grès assez grossiers, stratifiés, en plaquettes. Ils sont assez durs, de teinte gris-roussâtre, à petites facules rousses, plus ou moins vacuolaires, peu zoogènes. Ils sont intercalés de lits de sables fins ou de marnes

sableuses. Leur épaisseur est de 4 à 10 mètres. Déjà signalés par Fontannes, sous le nom de "grès à Cardites" ou "roche de Grane", nous continuerons à les appeler "grès de Grane". Ils sont en effet fréquents dans les environs de ce village ainsi qu'au S de Chabrillan. La surface des plaques gréseuses est riche en débris de bryozoaires avec parfois des empreintes de petites Cardita attribuables à C. michaudi TOURN. Ils rappellent les grès de Suze du bassin de Valréas dont ils ont sensiblement la même position stratigraphique.

On rencontre plus rarement cette formation vers l'E à partir d'Autichamp. Ils ne se différencient localement qu'en des points épars à Barcelonne et à la Baume Cornillanne. Par contre on les retrouve largement dans la région d'Ambonil, d'Etoile et de Beauvallon avec les mêmes caractères pétrographiques.

Dans la région d'Etoile, ils reposent directement sur l'Oligocène sans intercalation des couches de Berthouins, et avec une épaisseur assez grande (15 à 18 m). On dénote ainsi au sein de l'Helvétien la même tendance transgressive en direction de l'W qu'avait déjà montrée la base de l'Helvétien par rapport au Burdigalien.

Il est intéressant de noter aussi que les deux régions où se différencient les grès de Grane (région de Grane et Etoile, région de Barcelonne et la Baume Cornillanne) sont précisément celles où l'Helvétien inférieur transgresse au-delà du Burdigalien ; il prend alors un faciès moins vaso-sableux et plus néritique.

Les marnes bleues sableuses signalées par Masseport et par Gaston entre les fermes Coucourde et Maraude, à 3 km SSW de Chabrillan semblent être incluses dans l'Helvétien entre les grès de Grane précédents et les sables du reste de l'étage.

- c - Sables et grès stériles de Chabrillan

Le reste du Vindobonien est marqué par une épaisse et monotone sédimentation de sables grisâtres ou jaunâtres, azoïques. Ils grésifient irrégulièrement, comme les sables et grès de Valréas, en bancs en strates ou en miches de forme capricieuse. Ils affleurent largement aux abords du village de Chabrillan, où nous les définirons à

l'échelle du bassin de Crest et de Valence. Il y a peu à dire de ces "safres" sinon qu'ils ne renferment qu'exceptionnellement quelques débris de bryozoaires. Très sporadiquement, près de Barcelonne, Fontannes y cite des Terebratulina calathiscus FISCH. Les bancs les plus supérieurs renferment, à Chabrillan, Eurre et Upie, des niveaux gréseux à tâches roussâtres ("grès varioleux" de Fontannes).

Le fait que l'on peut distinguer des faciès assez fins et grisâtres dans leur moitié inférieure et des faciès plus grossiers et roussâtres dans leur moitié supérieure n'a guère de signification stratigraphique stricte. Mais c'est une tendance assez générale dans l'Helvétien de la vallée du Rhône. Je l'avais déjà signalée dans le bassin de Valréas et on la retrouvera dans le Bas-Dauphiné.

Les safres vindoboniens forment au N de la vallée de la Drôme les hauteurs qui encadrent le golfe plaisancien d'Eurre. Ils constituent les pentes du massif du Mont Lagat et du Mont Miéry. Plus au N ils forment les collines de Montmeyran et de Mont léger, ainsi que la base de celles de Montvendre et de Chabeuil. Au-delà, dans la vaste plaine alluviale de Valence et d'Alixan, les sables miocènes n'affleurent que sous forme de buttes : Charpey, Châteauneuf d'Isère, Marches, Chatuzanges, Meymans. On les retrouve sur les berges de l'Isère entre Bourg-de-Péage et Eymeux.

A 2,5 km au S de Valence, l'Helvétien, très rare en affleurement dans toute la plaine, se montre sur la rive gauche du Rhône, au lieu-dit le Télégraphe, sous le faciès de grès de Grane. De l'autre côté, rive droite, en certains points de la colline du Château jurassique de Crussol, ont déjà été signalées des traces d'érosion littorale. Mais elles peuvent dater du Plaisancien. Par ailleurs, distinct des vastes placages de loess de la vallée du Mialan, semble subsister en un point, entre les ruines de Crussol et le château de Beauregard, un minuscule lambeau de sables marneux fins micacés attribuables à l'Helvétien (6 m). A la base, on note un conglomérat bréchiforme irrégulier à ciment gréseux rare et à éléments calcaires. On aurait là les traces les plus occidentales de la transgression miocène.

Je reparlerai plus loin de la question du Tortonien marin dans le bassin de Crest - Valence. Il faut souligner toutefois dès maintenant qu'il y a lieu de qualifier la formation précédente des sables et grès de Chabrillan du nom de Vindobonien, et non d'Helvétien. Aucune formation à faune marine propre ne nous permet en effet pour l'instant de distinguer un Tortonien dans le bassin de Crest - Valence.

Paragraphe 2 : Les formations fluvio-lacustres tortoniennes et le problème
 =====
 du Tortonien marin
 =====

A la partie supérieure des sables vindoboniens précédents ne se rencontrent en effet en aucun point de couches marines fossilifères comparables aux formations tortoniennes du bassin de Valréas.

Par contre vers Upie et Montvendre s'observent directement des marnes et des sables à faune dulçaquicole. On les rencontre d'abord à la périphérie de la haute colline du Mont Lagat, ainsi que sur les pentes du Mont Miéry, entre Eurre et Upie. Cette formation affleure vers la cote 325-330, sur une épaisseur de 20 à 25 mètres. Sur les pentes du Mont Miéry, ce sont des marnes crèmes, grisâtres ou blanchâtres, à bancs plus foncés ligniteux. Elles sont assez sableuses à la base. Dans les ravins descendant du Mont Lagat de meilleures coupes peuvent être faite, notamment sur son flanc S. Leur lithologie est la même ; on remarque que les passées noirâtres sont plus fréquentes dans la moitié supérieure. Nous les appellerons "marnes grises du Mont Lagat".

Entre Barcelonne, Montvendre, et Chabeuil, s'étendent beaucoup plus largement, sous forme de cuvette synclinale, les terrains du Miocène supérieur. Au-dessus des sables jaunâtres vindoboniens, on retrouve les marnes grises du Mont Lagat, déjà signalées par Fontannes. Comme dans les coupes précédentes, elles sont assez argileuses et noirâtres. Leur épaisseur est difficile à juger (environ 15 m).

Leur partie supérieure est représentée par des sables blanchâtres à minces lits marneux. Ces sables renferment de nombreuses concrétions ferrugineuses, des débris végétaux, et des fragments fragiles de fossiles. La faune, très difficile à recueillir, est assez riche. On ne peut mieux faire que se référer à la liste qu'en a donnée Fontannes d'après la collection Sajñ. Citons principalement : Melanopsis kleini KURR., Helix delphinensis FONT., H. valentinensis FONT., d'autres Helix, Planorbis heriacensis FONT., et autres Planorbis, Hydrobia avisanensis FONT., Valvata dromica FONT., Merita grasiana FONT., Unio flabellatus GOLDBUSS (quelquefois très fréquent dans certains bancs), et autres Unio. Nombre de ces espèces se retrouvent dans les couches fluvio-lacustres tortoniennes du bassin de Valréas et nous les verrons aussi dans le Tortonien de Tersanne et d'Heyrieu.

L'épaisseur des sables marneux lacustres est difficile à estimer: elle ne paraît pas dépasser 10 mètres. Nous les appellerons "sables à Unios de Montvendre". Les corrélations stratigraphiques que nous permettent leur position, leur lithologie et leur faune, nous conduisent à considérer les marnes du Mont Lagat et les sables à Unios de Montvendre comme représentant le faciès fluvio-lacustre de la moitié supérieure du Tortonien.

Comment expliquer, maintenant, l'absence de couches marines tortoniennes, alors qu'on les retrouve plus au N (à Tersanne et à Corbelin), avec une riche faune littorale ? Fontannes avait tendance à penser qu'elles se seraient effectivement déposées dans le S Valentinois, mais que leurs assises, meubles et minces, auraient été enlevées par l'érosion avant le dépôt des couches fluvio-lacustres. C'est à priori fort plausible, mais nulle part ne s'observe la trace ni de cette émergence ni de cette érosion ; on ne remarque ni coquille renversée, ni discontinuité dans la sédimentation, ni lambeau témoin.

Il convient par contre de se rappeler comment, dans la partie E du bassin de Valréas, les faciès habituels du Tortonien (marnes ou sables marneux fossilifères) pouvaient passer latéralement à des sables jaunâtres ou grisâtres de caractère tout à fait banal ("sables tortoniens"), et azoïques. Je pense qu'il en est de même, plus lar-

gement, dans le Valentinois, et que la partie supérieure des sables et grès de Chabrillan correspond au Tortonien. La sédimentation monotone des sables jaunes représente une phase de comblement qui a pu durer plus ou moins longtemps suivant les régions, notamment dans les bassins septentrionaux. Nous verrons ainsi que dans presque toute l'étendue du Bas-Dauphiné il sera impossible de faire une distinction stratigraphique au sein d'un étage "Vindobonien", sableux et compréhensif.

Si l'on examine de près les coupes du Mont Miéry et du Mont Lagat on s'aperçoit que les couches de la partie supérieure des sables vindoboniens prennent effectivement un faciès un peu particulier. Il s'agit toujours de dépôts de sables gréseux, mais, dans le détail, leur sédimentation devient plus hétérogène. Elle rappelle celle du Tortonien de Visan, et annonce celle de Tersanne. Au-dessus de la ferme Comborie, sur les flancs du Mont Lagat, on rencontre ainsi des bancs de grès blanchâtres, assez grossiers, parfois couverts de zébrures ferrugineuses. Dans certains lits se rencontrent des débris, malheureusement indéterminables, de petits pectinidés, mêlés de bryozoaires. Le même faciès se poursuit au-dessus, alternant avec un sable marneux et ferrugineux avec des plaquettes marneuses et des concrétions ferrugineuses. Sous les marnes lacustres mêmes, on note enfin des sables fins jaunâtres, micacés, à empreintes végétales. On peut faire les mêmes observations à la périphérie de la cuvette synclinale du Tortonien fluvio-lacustre de Montvendre, quand les "sables" immédiatement sous-jacents se montrent en affleurement.

On peut ainsi reconnaître, à la partie supérieure du Vindobonien des couches dont le faciès d'une part est différent du reste de l'étage, d'autre part est analogue à celui que nous connaissons ailleurs dans du Tortonien daté. Il y a tout lieu par conséquent de penser que ce sont eux qui, en gros, correspondent au Tortonien marin. Il va sans dire qu'aucun découpage stratigraphique précis ne peut être établi entre la part des sables vindoboniens revenant à l'Helvétien et celle revenant au Tortonien, notamment pour ce qui serait de les cartographier. Dans les coupes précitées, l'épaisseur des faciès "de

lithologie tortonienne" est d'environ 40 à 50 mètres. Peut-être déjà les grès varioleux cités près de Chabrillan leur sont-ils assimilables.

La série stratigraphique du Vindobonien du bassin de Crest - Valence s'établit donc comme suit :

- sables à Unios de Montvendre)
 et marnes grises du Mont Lagat (Tortonien supérieur lacustre
 20 à 30 m (
- sables et grès)
 stériles de (. pars (50 m ?) Tortonien inférieur marin
 Chabrillan) . pars (150 m) Helvétien moyen et supé-
 (rieur.
- grès de Grane (5 à 15 m) ;
- sables et marnes des Berthouins)
 à O. crassissima (40 à 60 m) (Helvétien inférieur

Il nous reste maintenant, pour achever l'étude du Miocène supérieur du Valentinois, à parler de la formation terminale de la série.

Paragraphe 3 : Les conglomérats à galets impressionnés du Mont Miéry =====

Au-dessus des marnes du Tortonien supérieur lacustre du Mont Miéry et du Mont Lagat s'observe une grande épaisseur de conglomérats. Ce sont des sables marneux blanchâtres ou grisâtres, quelquefois assez marneux, contenant des lits épais de galets polygéniques impressionnés. La majorité sont des galets calcaires, crétacés ou jurassiques, de couleur claire sur lesquels les cupules d'impression sont fréquemment soulignées d'une couleur roussâtre. Ils forment sur les pentes des collines du massif entre Eurre et Upie de vastes éboulis qui vont recouvrir très bas les terrains sous-jacents. On ne peut juger de leur véritable épaisseur que sur une coupe montrant les assises en place. Au Mont Miéry, ils apparaissent, au-dessus des marnes grises, vers la cote 350. Le sommet du calvaire étant coté 389 m, cela leur fait environ 40 m d'épaisseur. Au Mont Lagat, où le sommet atteint 418 m, leur épaisseur est d'une soixantaine de mètres. Ces

conglomérats à galets impressionnés correspondent à une formation de mêmes caractères lithologiques et de même position stratigraphique que ceux du plateau de Vinsobres dans le bassin de Valréas. Ces assises par lesquelles se terminent la série stratigraphique du Miocène valentinois, ne sont conservées ici qu'à l'état de buttes témoins très réduites. Nous les désignerons sous le nom de "conglomérats à galets impressionnés du Mont Miéry", le nom du Mont Lagat servant déjà à dénommer les marnes lacustres tortoniennes. Comme à Vinsobres nous leur ferons correspondre provisoirement l'attribution stratigraphique d'étage "Pontien".

L'âge antépliocène de ces conglomérats est attesté, comme le faisait remarquer Fontannes, par le fait qu'on en retrouve les galets remaniés dans le cordon littoral du Plaisancien marin. On les rencontre, perforés de lithophages, à la périphérie du golfe d'Eurre. Par ailleurs ces conglomérats pontiens du Mont Miéry sont distincts d'une autre formation conglomératique, qui, bien que de lithologie tout à fait semblable, est d'âge plus récent. Elle constitue une nappe, maintenant dispersée par l'érosion, située à l'altitude d'environ 250-260 mètres, donc une centaine de mètres plus bas que les conglomérats terminaux du Miocène. J'ai attribué cette formation, sous le nom de conglomérats des Serres de Montoisson, au Pliocène moyen ou supérieur (cf G. Demarcq, 1960).

3 ème P A R T I E

ETUDE DU MIOCENE DU BAS-DAUPHINE

PLAN

- 1er CHAPITRE Le Burdigalien du Royans, du Vercors et de la Char-
treuse ; relations avec la Suisse p. 104
- 2e CHAPITRE Vindobonien et Pontien des chaînes subalpines et des
collines molassiques p. 118
- 3e CHAPITRE Etude des faciès conglomératiques de la région de
Voreppe p. 150
- 4e CHAPITRE Le Lyonnais et les communications avec la Bresse
..... p. 165
- 5e CHAPITRE La région de la Tour du Pin p. 182
-

1er CHAPITRE

LE BURDIGALIEN DU VERCORS, DU ROYANS ET DE LA CHARTREUSE

RELATIONS AVEC LA SUISSE

=====

A partir du Valentinois, les deux étapes successives burdigalienne et helvétique de la transgression miocène s'individualisent nettement. Elles s'étaient déjà séparées dans le bassin de Montélimar où l'Helvétien était déjà transgressif à Malataverne et entre Montélimar et Condillac. Maintenant, tandis que dans toutes les collines molassiques du Bas-Dauphiné les formations helvétiques reposent directement sur le substratum antémioène, les formations burdigaliennes ne sont plus présentes que sur le bord oriental du bras de mer miocène périalpin, sur l'emplacement actuel du Vercors.

Nous avons quitté les derniers affleurements burdigaliens dans la partie septentrionale du bassin de Crest, à Barcelonne. J'y ai cité à ce propos quelques lambeaux de molasse burdigalienne près de Gigors points qui étaient déjà localisés dans le Sud-Vercors.

Au N de Gigors, on ne retrouve d'affleurement miocène qu'au-delà du col de la Croix : c'est le synclinal d'Oriol, prolongement méridional du bassin de Royans (voir carte FIG. 14).

Paragraphe 1 : Etude du Burdigalien du Royans

=====

Géologiquement, le Royans se présente comme un petit bassin tertiaire, localisé sur la bordure occidentale du Moyen Vercors. Cette disposition est due à un ennoyage local des axes anticlinaux de St Pierre de Cherennes et de St Nazaire-en-Royans, axes qui de plus divergent légèrement l'un de l'autre à ce niveau.

En traits continus, limites
des domaines au Burdigalien:

3 : sableux

2 : calcaireux

1 : absent

En tirets, extension
des conglomérats
de Voreppe (B)
et zone à
sédimentation
normale (A)

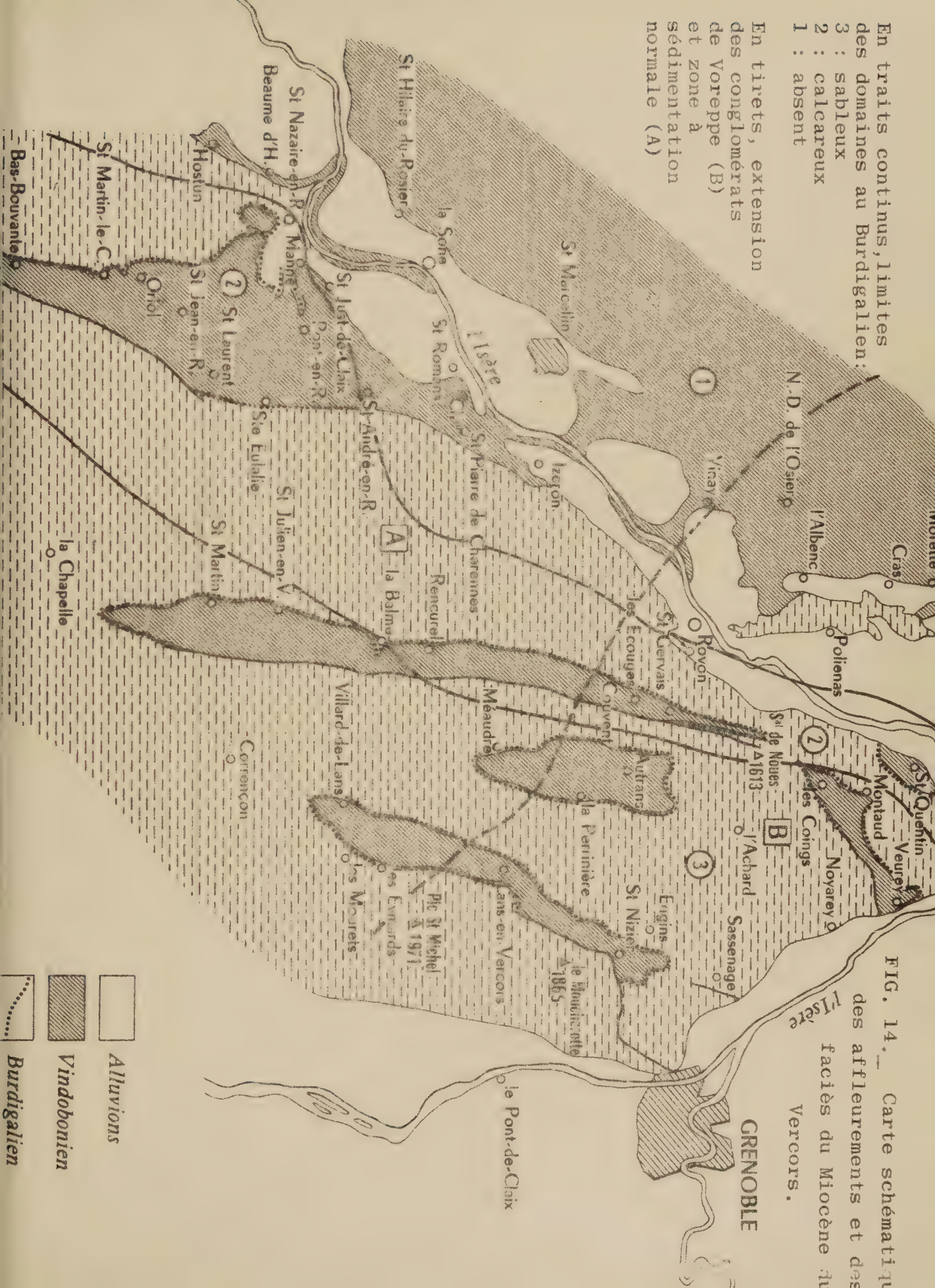


FIG. 14. — Carte schématique
des affleurements et des
faciès du Miocène du
Vercors.

Alluvions

Vindobonien

Burdigalien



FIG. 15. Coupe à Pont en Royans.

- 1 calcaires sénoniens
- 2 sable blanc et rouge éocène
- 3 grès blanchâtre grossier calcaireux burdigalien
- 4 marnes bleues plastiques, Helvétien inférieur
- 5 grès roux molassique, toit de l'Helvétien inférieur
- 6 safres gréseux jaunâtres du reste de l'Helvétien

Assez récemment P.R. Giot (1943) a publié une bonne étude sur les terrains tertiaires du Royans. Par rapport aux travaux de W. Kilian (1900) et de E. Mermier (1890, 1897), il a eu le grand mérite de reconnaître l'importance des formations oligocènes et aquitanien-nes ; il en a décrit minutieusement les faciès et en a cartographié l'extension. Comme en bien des points de la vallée du Rhône, l'Aquitani- lacustre et saumâtre achève le cycle "oligocène s.l.". La base du Miocène est discordante et transgressive sur les formations tertiaires et crétacées.

Le Burdigalien du Royans est marqué par une sédimentation sablo-marneuse et molassique.

La base ne renferme guère de conglomérats à galets verdis comme cela est pourtant assez fréquent ailleurs. L'étage commence par des sables marneux ou des marnes sableuses jaunâtres ou grisâtres comme dans le bassin de Crest. A la suite de Giot, signalons dans certains bancs l'abondance de Turritella turris BAST. ; cette espèce est associée à des moules de lamelibranches, quelques débris d'huîtres et de pectinidés indéterminables, et relativement peu de bryozoaires. L'épaisseur du faciès marno-sableux est très variable suivant les points (0 à 30 m). Il est bien développé quand le substratum est lui-même marneux, ou marno-sableux (Aquitani- en, Oligocène, Eocène argileux). Localement l'ensemble de l'étage peut même être représenté uniquement par ces faciès marno-sableux.

Dans la région de Pont-en-Royans, le Burdigalien repose sur les sables blancs ou rouges de l'Eocène inférieur. Il montre là un faciès de grès grossiers plus ou moins calcaireux, blanchâtre, peu épais (entre 8 et 15 m) ; au-dessus viennent directement les marnes argilo-sableuses de l'Helvétien inférieur (voir FIG. 15).

Dans la région d'Oriol-en-Royans, puis sur la bordure W du synclinal d'Oriol vers Saint-Martin-le-Colonel et Bas-Bouvante, le Burdigalien présente un beau développement de faciès calcaire. Au S du village d'Oriol, on observe en effet 3 à 7 m de calcaire molassique, extrêmement dur, très peu détritique, cristallin et esquilleux. Il livre de gros fragments d'Ostrea gingensis SCHLOT., ainsi

que des empreintes de Chlamys praescabriuscula FONT. Il surmonte 3 à 4 m de molasse calcaireuse, assez dure encore, mais fossilifère (Ostrea sp., Chlamys praescabriuscula FONT., Pecten subbenedictus FONT., Pecten paulensis FONT., Chlamys tournali DE S., bryozoaires). Il est surmonté à son tour par 5 à 10 m de molasse gréseuse et rognonneuse en gros bancs, à Chlamys aff. praescabriuscula FONT. rares et grandes tubulures.

Le faciès de molasse plus ou moins calcaire est d'ailleurs fréquent un peu partout au sommet du Burdigalien. Il manque néanmoins souvent quand le reste de l'étage est représenté soit par des faciès sablo-marneux soit par des faciès gréseux grossiers.

Vers le S le Burdigalien se suit uniquement sur le flanc W du synclinal d'Oriol en direction du Roc de la Croix. Le synclinal se termine vers l'altitude de 750 m, son flanc E étant recouvert tectoniquement, d'où une série monoclinale à pendage E.

Au N-NE de Pont-en-Royans, le Burdigalien est vite recouvert par d'épais éboulis provenant des calcaires néocomiens de l'anticlinal de St Pierre de Cherennes. Quand on peut juger plus loin, dans la partie amont des torrents abrupts vers le village de St Pierre, de la nature du contact Miocène-Crétacé, on ne retrouve plus trace de couches attribuables au Burdigalien, les couches de l'Helvétien inférieur venant directement au contact avec le Crétacé.

Vers le N le Miocène est recouvert par les alluvions de l'Isère. Près du hameau de la Sône, dans les rives du fleuve, l'Helvétien inférieur (marnes de St Lattier) repose directement sur l'Oligocène. Le dernier affleurement de Burdigalien consiste en une dizaine de mètres de marnes calcaréo-sableuses grisâtres situées sur le rive S de la Bourne au Pont de Manne (voir plus loin coupe FIG. 18). Au N de St Nazaire-en-Royans, dans des affleurements situés aussi dans les rives de l'Isère, ce sont encore les marnes bleues de l'Helvétien inférieur qui reposent sur le substratum oligocène. A la Baume d'Hostun et à Hostun, on ne retrouve pas non plus de couches attribuables au Burdigalien.

Il semble donc bien que la limite NE de la transgression burdigalienne corresponde en gros à une ligne St Nazaire-en-Royans - St André-en-Royans. Il est à noter d'ailleurs que le Royans constitue grâce à son échancrure synclinale le seul endroit de la partie médiane du Vercors où le Burdigalien arrive au niveau de la plaine du Bas-Dauphiné.

Les faciès lithologiques que présente le bassin de Royans sont, ainsi que nous venons de le voir, à la fois multiples et changeants, en relation assez étroite avec le substratum. Ils ne sont pas sans rappeler ceux du bassin de Crest. Nous allons constater que ceux du reste du Vercors et de la Chartreuse prennent des caractères notablement différents.

Paragraphe 2 : Etude du Burdigalien du Vercors

=====

Dans les chaînons du Vercors, le Miocène affleure suivant trois bandes synclinales successives, d'W en E : celle du synclinal du Vercors la plus longue ; celle du synclinal de Méaudre ; enfin celle du synclinal du Pays de Lans (voir carte FIG. 14).

- a - Le Burdigalien du synclinal miocène du Vercors-Montaud

L'affleurement du Miocène commence à 3,5 km au S de St Martin-en-Vercors. Il se continue par St Julien-en-Vercors, Rencurel, le col de Romeyère, les Ecouges ; il se poursuit à partir de là par une mince bande rejoignant la région des Coings, Montaud, Veurey et St Quentin-sur-Isère. Il se prolongerait dans la Chartreuse par le synclinal de Voreppe-St Laurent du Pont.

Comme le synclinal d'Oriol, celui du Vercors, sauf dans sa partie méridionale, constitue une série miocène monoclinale recouverte en son flanc E. Le Burdigalien ne se rencontre alors que sur son flanc W. Dans la région de St Martin et de St Julien-en-Vercors, il est peu épais (10 à 30 m). C'est une molasse assez tendre, glauconieuse, détritique, rappelant la molasse verdâtre de St Restitut. Elle se charge souvent, surtout à la base, de petits galets verdis.

Certaines passées sont plus sableuses et grossières, comme les sables de Moutiers dans le bassin de Crest; d'autres sont plus fines et marno-gréseuses. La molasse gréseuse forme quelquefois des tertres pouvant s'aligner en un léger ressaut au-dessus du Crétacé supérieur. Ce dernier est constitué dans la région par des calcaires gréseux à gros grains de quartz ou des gres calcareux blanchâtres, fréquemment consolidés en dalles ("lauzes gréseuses"). La nature détritique du Burdigalien semble en relation directe avec la lithologie de ce substratum.

La molasse burdigalienne de la région du Vercors est peu fossilifère. Elle livre de temps en temps quelques fragments de pectinidés et d'huîtres, avec des bryozoaires. Le point le plus intéressant reste celui indiqué sur la feuille géologique Vizille au 80 000e : il est situé à 150 m en contre-bas E de la R.D. 103, à 1 km au N de St Martin-en-Vercors. La molasse tendre et délitée m'a livré : Chlamys multistriata POLI, Chlamys aff. praescabriuscula FONT., Chlamys aff. radians NYST., des débris d'huîtres, des bryozoaires assez nombreux.

A partir de là vallée de la Bourne, le substratum de Crétacé supérieur devient beaucoup plus calcaire ("lauzes calcaires"). Corrélativement le Burdigalien devient moins détritique. Voici la coupe que l'on peut relever à la Balme de Rencurel, dans les talus de la R.D. 35 ; en superposition stratigraphique :

- marnes sableuses gris-bleu helvétiques (très épais),
- lacune d'affleurement (30 m) ; probablement marnes sableuses helvétiques,
- molasse hétérogène conglomératique, à éléments de taille très variable, bréchiforme par place (12 m),
- dalle de molasse gréseuse très fossilifère (3 m). Lits luma-chelliques à innombrables coquilles de Chlamys aff. praescabriuscula FONT. et Pecten paulensis FONT.,
- passée de sable grossier blanc (faciès de Moutiers) (0,6 m),
- molasse gréseuse verdâtre assez fine, à petits galets (4 m). Empreintes de pectinidés et d'huîtres,



FIG. 16. Coupe schématique de la base du Miocène à la partie amont des gorges de la Drévenne.

A lauzes sénoniennes

1 conglomérat : 1 m

2 molasse grésocalcaire : 2 m

3 molasse grésomarneuse : 2 m et 2 m

4 molasse marneuse : 2 m

5 molasse dure fossilifère : 6 m

6 marne argileuse et sables gris-bleu sur 15 m

- molasse analogue mais plus grossière (1 m),
- à la base énorme conglomérat polygénique, très mal classé, dans un ciment dur molassique (2 à 5 m),
- lauzes sénoniennes, avec belle discordance angulaire (25°).

Au total c'est un faciès encore assez détritique ; sa richesse à la base et au sommet en gros éléments de blocailles et même de brèches est très spectaculaire ; il convient de le souligner. Nulle part, dans la vallée du Rhône elle-même, le Burdigalien ne montre, même à sa base, de conglomérat aussi gros et aussi irrégulier, sinon au pied de falaises fossiles (région de Mollans, d'Avignon etc ...). C'est très probablement ce dont il s'agit aussi à Rencurel. La discordance angulaire de 25° que montre le Miocène sur les bancs calcaires sénoniens prouve que ces derniers étaient au Burdigalien nettement inclinés : leur affleurement à cette époque devait donc constituer un relief notable en "barre", que les affleurements de calcaires massifs urgoniens plissés et redressés devaient réaliser plus largement encore. Ils devaient former des alignements de hauts fonds, d'ilôts ou d'archipels. On pourrait comparer ce paysage miocène à celui de la mer Egée actuelle ou mieux de la côte dalmate.

Au niveau du village même de Rencurel, le Burdigalien devient moins épais (15 m), moins conglomératique et beaucoup plus calcaire. Il constitue une belle dalle de molasse calcaire très dure, à galets verdis à la base, de pendage 25° à 50° E. Elle montre de très nombreuses empreintes de fossiles, mais mal déterminables. Il semble s'agir d'une faune très peu variée. Au-dessus viennent les sables marneux et les marnes de l'Helvétien. La route suit à peu près continûment la dalle burdigalien, à fort pendage E, entre Rencurel et le col de Romeyère (1074 m) ; elle présente les mêmes caractères qu'au village.

Au pont des Ruines du Couvent, le torrent de la Drévenne montre la coupe suivante (coupe FIG. 16) :

- marnes bleues et sables marneux helvétiques épais,
- calcaire cristallin bicolore, gris bleu ou gris jaune, (1 m),

extrêmement dur, couvert d'empreintes de pectinidés : c'est le point du Vercors où la dalle burdigalienne est la plus spectaculaire. On reconnaît : Chlamys praescabriuscula FONT., Pecten aff. subbenedictus FONT., très grands Chlamys cf latissima BROCCHI., Echinolampas sp., Ostrea sp.

- molasse calcaire très dure (4 à 7 m),
- molasse gréso-marneuse compacte (2 m),
- molasse marno-gréseuse (2 m),
- molasse gréso-marneuse (2,5 m),
- molasse calcareuse dure (2 m),
- conglomérats à galets verdis (0,5 à 1,2 m),
- lauzes sénoniennes.

Plus au N on revoit ce même faciès aux alentours des Ecouges. Au N des Ecouges, le long du ravin synclinal dit des Grand'Routes, le Burdigalien repose tantôt sur le Sénonien tantôt sur l'Urgonien avec une discordance angulaire d'une vingtaine de degrés. La dalle calcaire devient plus gréseuse et beaucoup moins dure. Au-delà en direction du Rivet et des Coings, l'ensemble du Burdigalien est représenté par une molasse gréseuse ou gréso-marneuse, à rares fragments de pectinidés. Mais les affleurements sont mauvais, les reliefs sont vite masqués par les éboulis et la forêt. De toutes façons entre le Val de la Clet et Veurey le Miocène devient coincé dans un synclinal à pendage monoclinal, son flanc SE étant recouvert tectoniquement par la série jurassique du plateau d'Aizy.

Entre Montaud et St Quentin, quelques petits lambeaux de molasse verdâtre à débris de coquilles subsistent sous le Glaciaire. Enfin dans les lacets de la petite R.D. 218 entre le Villard et St Quentin, un bel affleurement (pendage subvertical) montre la coupe suivante :

- calcaire cristallin très dur, bréchiforme, gris clair à verdâtre, fossilifère,
- molasse calcaire analogue (1,5 m),
- molasse dure un peu plus gréseuse, plus jaune (2 m),
- calcaire cristallin dur, bréchiforme, légèrement gréseux, de teinte verte à crème, fossilifère (1,5 m),

- calcaire massif urgonien blanc et cristallin.

La faune renferme Chlamys praescabriascula FONT., Pecten aff. subbenedictus FONT., Ostrea sp., moules de lamellibranches.

C'est le dernier témoin vers le NW du Burdigalien, juste avant la plaine de l'Isère. Il n'avait, à ma connaissance, jamais été cité. Sa présence constitue un jalon précieux pour juger de l'extension de l'étage. De l'autre côté de l'Isère, sur le pourtour des collines urgoniennes de Polienas, on observe en effet à la base du Miocène aucune couche attribuable au Burdigalien. Il est probable que c'est précisément la présence du substratum des calcaires massifs urgoniens épais et plissés, qui, dans le secteur de Saint Quentin et suivant une ligne anticlinale St Quentin s.l. - Saint Julien de Ratz, devait former un relief suffisamment élevé pour limiter vers l'W la transgression de la mer burdigalienne.

- b - Le synclinal miocène de Méaudre - Autrans

Le contact du Sénonien et du Miocène est masqué par les paturages ou les alluvions et je n'ai pu juger de la nature des couches burdigaliennes. Leur lithofaciès n'est en tous cas pas celui de calcaire ou de molasse durs ; ils auraient fourni des affleurements ou du moins formé un ressaut à la base du Miocène. Il ne peut s'agir que de molasse sablo-gréseuse ou marno-gréseuse tendre.

- c - Le Burdigalien du synclinal miocène du pays de Lans

De Villars de Lans à St Nizier, le "pays de Lans" forme comme à Autrans un large synclinal miocène à l'altitude moyenne de 1000 à 1100 m. Sauf en ce qui concerne les conglomérats helvétiques (voir plus loin), les affleurements sont très discrets. Les croupes molles des paturages miocènes sont bien plus propres à convenir aux pistes aval des stations de ski. La molasse s'élève progressivement contre le Crétacé sans montrer la nature de son contact. Celui-ci peut monter en certains points vers l'altitude de 1200 à 1250 m.

Toutefois, près du hameau des Mourets à l'E de Villars de Lans, le talus de la petite route de Lans montre la modeste coupe suivante

- molasse gréseuse grisâtre (sur quelques mètres),
- conglomérats molassiques à galets verdis (0,8 m),
- molasse gréseuse verdâtre assez grossière, plus ou moins stratifiée (2,2 m),
- sables grossiers verdâtres à galets verdis (0,15 m) ; ils m'ont livré des bryozoaires, quelques valves de balanes, une radiole d'oursin.
- calcaires à silex sénoniens.

Ces couches, attribuables au Burdigalien, sont de peu d'épaisseur ; elles forment localement un petit ressaut dans la topographie mais qui ne se suit que très localement.

A partir de Lans, le flanc E du synclinal est recouvert tectoniquement ; on ne retrouverait alors de Burdigalien que sur le flanc W, lequel depuis le Pont des Aniers jusqu'à l'Olette, est recouvert par les éboulis et les alluvions. Entre ce point et St Nizier, quelques rares arrachements dans les paturages montrent une molasse gréseuse verdâtre à galets verdis analogue à celle des Mourets. Même chose pour le petit lambeau de molasse qui subsiste au-dessus du village de Sassenage.

De toute façon ce qui est sûr, c'est que le Burdigalien, du moins les couches qui lui sont attribuables, est peu épais (15 m maximum), détritique, et dépourvu de dalle calcaire analogue à celles de Rencurel ou d'Oriol en Royans.

Paragraphe 3 : Etude du Burdigalien du S de la Chartreuse et de la région ===== du col de la Crusille =====

Dans les chaînes de la Chartreuse je n'ai étudié que le Miocène du synclinal du Ténaison (dit aussi synclinal de la Monta, de Provesieux ou de la Chamette) et celui, beaucoup plus vaste, de Voreppe

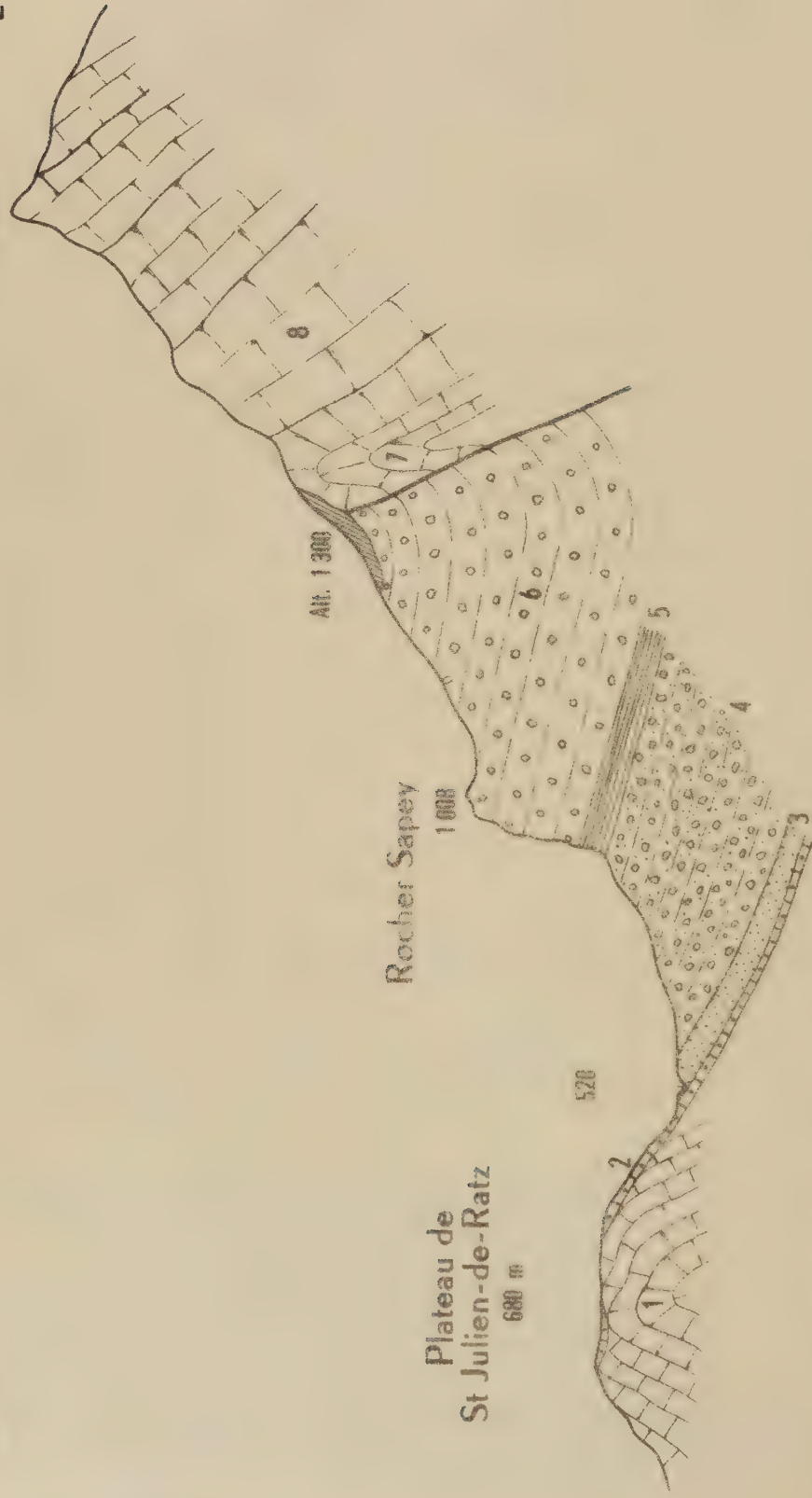


FIG. 17. — Coupe du synclinal miocène de Voreppe.

- 1 substratum argonien du plateau de Saint-Julien-de-Ratz
- 2 molasse burdigalienne à blocs verdis : 5 à 10 m
- 3 sables gréseux jaunes ou gris : 30 m
- 4 conglomérat : 360 m
- 5 niveau marno-ligniteux à cérithes : quelques mètres
- 6 conglomérat
- 7-8 série jurassique sup. et crétacée de la Grande Sure

St Laurent du Pont. Vers le N je me suis limité à la vallée du Guiers Mort (de St Pierre d'Entremont aux Echelles), frontière de la Savoie.

- a - Le Burdigalien du synclinal de la Charmette

Comme la majorité des synclinaux des chaînes subalpines dauphinoises, celui de la Charmette forme une série monoclinale de pendage E, le flanc correspondant étant par la poussée tectonique partiellement recouvert par le Mésozoïque. Sur son bord W, le Burdigalien est très mal visible, et quand on arrive à serrer le contact Miocène Sénonien, l'étage paraît mal différencié : molasse gréseuse gris verdâtre, à très rares débris de fossiles. De toute façon, les faciès habituels de molasse qui lui sont attribuables sont très peu épais (quelques mètres) ; les conglomérats de la molasse helvétique envahissent très bas la série miocène. Il se pourrait d'ailleurs que le Burdigalien soit en réalité mimétique avec l'Helvétien conglomératique et corresponde par exemple aux 50 premiers mètres des conglomérats gréseux miocènes (voir plus loin). L'absence de bonnes coupes et surtout de fossiles ne permet pas de se prononcer.

Le contact Miocène Crétacé monte progressivement vers le N. Au col de la Charmette (1277 m) il est situé à l'altitude d'environ 1320 m. Peu après, le synclinal devient symétrique et s'achève périclinalement. Au-delà de la vallée du Guiers-Mort, un petit lambeau de molasse à l'W du col d'Aroison fait le relais avec le synclinal des Egaux en Savoie.

- b - Le Burdigalien du synclinal de Voreppe - St Laurent du Pont

Plus large que le précédent, le synclinal de Voreppe est également monoclinale, son flanc E étant chevauché par le Jurassique supérieur du massif de la Grande Sure (1929 m).

Sur sa bordure W on rencontre en quelques points la molasse burdigalienne (voir coupe FIG. 17). Elle affleure déjà dans le premier tournant de la petite route du col de la Placette à 200 m de la sortie de Voreppe. C'est une molasse peu épaisse (2 à 5 m), verdâtre,

sombre, hétérogène ; elle est dure et compacte, riche en galets irréguliers dont beaucoup sont verdis de glauconie. Elle renferme de nombreuses empreintes de fossiles en mauvais état, dont : Chlamys aff. praescabriuscula FONT., Pecten aff. subbenedictus FONT., Ostrea sp. Le faciès rappelle celui de St Quentin sur Isère et, d'une manière plus générale, celui des conglomérats molassiques verdâtres que l'on trouve au pied des falaises fossiles dans les régions plus méridionales (Bel Air près de Mollans, Pierre-Longue près Avignon, etc ...). Comme dans ces exemples, la base du Miocène est plaquée dans les irrégularités du substratum urgonien. Le phénomène a lieu à l'échelle du mètre, comme à l'échelle de l'hectomètre. Il devait exister là un paléorelief crétacé qui, ainsi que nous l'avons déjà fait remarquer, devait constituer un paysage littoral de côtes et de rochers calcaires, très accidenté, au début du Miocène.

Mais si l'on peut repérer dans ce secteur un Burdigalien assez sûr, il n'en est pas moins très peu épais et très discret. C'est tout de suite au-dessus du contact Miocène-Urgonien que s'observent, entre la Malossane et les Fayolles, les sables gréseux jaunes et les conglomérats "de faciès helvétique".

On observe encore la molasse burdigalienne, au N du col de la Placette, sur l'Urgonien de la montagne de Ratz, avec les mêmes caractères. Dans la vallée, le flanc W du synclinal molassique est recouvert d'éboulis et d'alluvions. Il faut atteindre les environs de Miribel pour revoir le Burdigalien (voir carte FIG. 19).

Au carrefour au S immédiat de ce village, on peut observer le contact Miocène-Urgonien : on a là, sur quelques mètres, un grès dur cristallin, gris bleu, à bancs plus hétérogènes, azoïque (maison "la Roseraie"). Ce grès de base du Miocène forme le soubassement de la butte de l'église, avec un pendage ESE très marqué. Un peu plus loin, à 150 m de la sortie NNE du village, une petite carrière fournit un bel affleurement : elle montre un grès très dur, bien lité, formant des dalles résistantes qui ont donné lieu à l'exploitation ; la teinte est gris bleu ou gris jaunâtre, l'éclat cristallin. Certaines dalles montrent des empreintes de fossiles. On peut reconnaître

des grandes huîtres (Ostrea aff. aginensis SCHLOTH.), Chlamys aff. praescabriuscula FONT., d'assez grande taille, quelques bryozoaires. Ce banc de grès dur forme la butte du calvaire de Notre Dame de Miribel à 300 m au NE.

On a donc dans ce secteur -sur une épaisseur de 10 à 18 m environ- un Burdigalien bien représenté et d'un faciès intéressant. Il est surmonté par les sables jaunes gréseux puis les conglomérats helvétiques.

- c - Le Burdigalien du bord méridional de la Savoie

Pour préciser la reconnaissance régionale du Burdigalien, tant au point de vue de ses faciès que de son extension, j'ai poursuivi mes observations quelque peu au-delà des Echelles (extrémité S de la Savoie) dans la région W du chaînon de la Crusille (voir carte FIG. 21).

Entre Sainte Marie d'Alvey et le hameau du Mollard, sur le talus N de la R.N. 516 s'observe un grès calcareux, fin et compact, de couleur gris clair et jaunâtre, renfermant quelques nodules. Il livre des empreintes de fossiles, mal déterminables : Pecten aff. subbenedictus FONT., Chlamys sp., bryozoaires, tubulures de vers. On suit le même faciès sur à peu près 200 m de longueur.

Un peu plus loin, à 1 km à l'W du hameau du Mollard, un affleurement beaucoup plus intéressant montre un grès calcareux, peu zoogène mais bien fossilifère ; il m'a livré : Pecten subbenedictus FONT., Chlamys praescabriuscula FONT., Chlamys sp., débris d'huîtres plus rares, moules internes de petits lamellibranches, Psammechinus sp., boules de nullipores, bryozoaires.

C'est le point le plus septentrional du Burdigalien que j'ai visité. Au S de Sainte Marie d'Alvey, entre Rochefort et Verel de Montbel, affleurent les safres helvétiques assez près de la paroi faillée du Jurassique de la Crusille. Dans les lacets, près de Verel de Montbel, un sable gris-jaune roux, grossier et graveleux, à petits galets épars, semble bien appartenir aussi à l'Helvétien.

- d - Le passage avec la Suisse. Problème de la "molasse d'eau douce inférieure"

Plus au N en Savoie, le Burdigalien forme le fond des grands synclinaux de Belley, de Novalaise et d'Aix-les-Bains. Celui de Novalaise se prolonge par le val de Seyssel, et par la vaste plaine de Rumilly ; cette dernière passe en Suisse.

A partir d'Aix-les-Bains, le Burdigalien (grès calcaireux grisâtre ou verdâtre à Chlamys praescabriuscula FONT.) repose sur un "Aquitarien" qui devient progressivement concordant sous lui vers le N ; ce dernier est représenté par des marnes et calcaires blancs ou colorés à Helix ramondi BRONGN., avec bancs de conglomérats calcaires.

Vers l'E (les Déserts) on attribue à l'Aquitarien des faciès gréseux et marneux situés au-dessus d'une série oligocène en partie marine.

Vers le N, à partir de Rumilly, se développe sous le Burdigalien une épaisse série, constituée de sables fins micacés, de marnes bariolées à lits calcaires alternants avec des grès plus ou moins grossiers, et, à la base, de marnes sableuses grises à Potamides et Cyrènes. Il s'agit probablement là d'un Aquitarien vrai. Le sommet de la formation monte peut-être, chronologiquement, jusqu'au Burdigalien inférieur, la subsidence ayant dû favoriser la sédimentation lacustre jusqu'au moment de la transgression tardive du Burdigalien moyen. Les marnes et calcaires lacustres situés plus au S sont bien plutôt attribuables à l'Oligocène supérieur. Sous l'Aquitarien s.s. de la plaine de Rumilly s'observent en effet des marnes et marno-calcaires blancs à Helix ramondi BRONGN., Limnaea pachygaster THOM., Planorbis cornu BRONGN. etc ..., qui sont classiquement attribués au "Chattien" (Stampien supérieur).

Cela pose le problème de l'attribution stratigraphique exacte des marnes et marno-calcaires lacustres présents en bien des points de la vallée du Rhône, et rapportés machinalement à l'Aquitarien s.l. Il y a là bien des choses à mettre au point (travaux en cours).

Quoi qu'il en soit, on arrive ainsi à la plaine suisse ("Mittelland"), où, sous le Burdigalien marin, qui marque la base de la "molasse marine", repose en continuité une "molasse lacustre" (molasse lacustre inférieure). Les géologues suisses reconnaissent que l'âge de cette dernière est Aquitanien à Burdigalien inférieur (ainsi A. Bersier 1936). Le problème de la jonction exacte des séries aquitaniennes et miocènes entre la partie septentrionale du bassin rhodanien et la Suisse mérite une étude de détail (travail en cours).

2e. CHAPITRE

VINDOBONIEN ET PONTIEN DES CHAINES SUBALPINES

ET DES COLLINES MOLASSIQUES

=====

Les collines du Bas-Dauphiné forment une vaste région, de relief modeste mais varié, dont le périmètre s'étend entre Bourg-de-Péage, Vienne, Bourgoin, Pont-de-Beauvoisin et Saint-Marcellin. Elles s'adossent à la partie méridionale du massif de la Chartreuse, et sont séparées du Vercors par la basse vallée de l'Isère. La haute plaine fluvio-glaciaire de Bièvre-Valloire divise cette vaste région en deux moitiés N. et S. Les points culminants des collines molassiques du Bas-Dauphiné sont situés dans la région de Voiron. Ce sont les points cotés suivants : au S de la plaine de Bièvre le point 787 à 1,5 km au NW de Tullins ; au N de la plaine de Bièvre les points 847 à 2 km NW de Voiron, 809 à 1 km SE du lac de Charavines, 890 et 911 au NE de Saint Nicolas de Macherin, enfin plusieurs points cotés vers l'altitude de 900 à l'W de Saint-Aupre dont le sommet du Baracuchet (964 m).

Ces collines sont constituées par les épaisses formations sablo-marneuses et sableuses de la "molasse" vindobonienne, couronnées par les conglomérats pontiens et pliocènes. Leurs surfaces, leurs pentes et leurs plaines sont largement recouvertes par les alluvions fluviatiles et glaciaires, surtout dans la moitié N.

L'épaisseur totale du Miocène (Vindobonien + Pontien) dans le Bas-Dauphiné est difficile à estimer. Le pendage des couches, très faible à l'W mais plus important à l'E, se marque mal dans ces sables gréseux monotones et peu stratifiés. Toutefois, aidé par les coupes des sondages, on peut donner une valeur moyenne de 550 à 600 mètres pour l'ensemble de la série miocène. Il ne semble pas que ce chiffre descende au-dessous de 500 m, mais il est possible, notamment dans la région NW (Tullins, Voiron, La Tour de Pin), qu'il atteigne 700 m.

Paragraphe 1 : Etude de l'Helvétien inférieur : les argiles marneuses de
 =====
 Saint-Lattier
 =====

Une formation fréquente dans le Miocène dauphinois consiste en des marnes plastiques de couleur gris-bleuté ou jaunâtre. Leur épaisseur peut atteindre 250 m. Elles se rencontrent, en général, dans la moitié inférieure du Vindobonien (voir plus loin). Elles ne sont jamais aussi calcaires que les marnes burdigaliennes de Salles ou de la Grenette ; elles sont par contre argileuses et plastiques comme les marnes de l'Helvétien inférieur du Comtat Venaissin (voir plus loin). Leur teneur en calcaire ne dépasse pas 15 %. Elles sont quelquefois finement sableuses ou entrecoupées de bancs marno-sableux plus ou moins épais. Fréquemment aussi elles peuvent être micacées. Elles correspondent, à leurs variations près, au type lithologique habituellement appelé "Schlier".

J'ai défini ce faciès marno-argileux de l'Helvétien inférieur (G. Demarcq, Vienne 1959) dans la région de Saint-Lattier. Les "argiles marneuses de Saint-Lattier" viennent assez rarement à l'affleurement dans les collines dauphinoises, du fait de leur position stratigraphique à la base de la série Miocène. On ne peut les observer que dans la vallée de l'Isère, dans un secteur compris entre Rovon et Chantesse au N, et Saint-Lattier au S. Par contre, les sondages pétroliers du Bas-Dauphiné, notamment dans la partie S, les ont souvent rencontrées en profondeur. Elles forment également de vastes surfaces dans les synclinaux molassiques du Vercors. Malgré leur grande extension, l'existence de ces marnes argileuses n'avait guère été signalée jusqu'à présent, sinon en quelques points dans le Royans par Giot (R.R. Giot, 1944).

Passons en revue les régions où elles s'étendent.

- 1/ Dans les synclinaux du Vercors

Dans le synclinal du pays de Lans, elles n'existent que dans la moitié méridionale, au S de Lans. Dans la moitié N en effet l'Helvétien inférieur devient sableux puis largement conglomératique (voir

plus loin). Les argiles marneuses gris-bleu, bien que présentes dans la région de Villars de Lans, affleurent mal du fait de la couverture presque continue des paturages. On les observe néanmoins fortuitement au-dessus de la molasse gréseuse verdâtre du Burdigalien, à la faveur de travaux de terrassement.

Dans le synclinal de Méaudre-Autrans, j'ai reconnu leur présence à la sortie N de Méaudre, ainsi qu'à 0,8 km au NE près des fermes des Imbeaux. En ce dernier point (talus du petit ruisseau) elles sont argileuses, peu sableuses, stratifiées (pendage 15° NNE), de couleur gris bleu. Plus au N, au hameau de la Périnière, à peu de distance du Crétacé, on les retrouve, plus sableuses, grisâtres, se débitant en strates (pendage 20° NE). Elles n'affleurent guère ailleurs. Elles constituent à l'altitude d'environ 1000 m, de part et d'autre de la colline médiane, constituée par la molasse sableuse sus-jacente, les dépressions empruntées chacune par un petit ruisseau. La partie N du synclinal, à partir d'Autrans, est presque entièrement recouverte par les alluvions glaciaires.

Dans le synclinal du Vercors les affleurements sont moins masqués. Dans les hauts talus de la D. 103 entre les Grands Goulets et Saint Julien-en-Vercors, on observe sur une trentaine de mètres d'épaisseur les faciès de base de l'Helvétien, non loin du contact avec le Crétacé. Ce sont des alternances de sables marneux et de marnes sableuses plastiques, gris bleu ou gris jaunâtre, micacés, à pendage 30° E. Vers Saint-Julien et Saint-Martin-en-Vercors, les affleurements sont rares ; à la faveur de quelques arrachements ou de travaux on peut toutefois se rendre compte de la nature argilo-marno-sableuse des couches correspondant à la base de l'Helvétien.

Dans la partie N du synclinal quelques affleurements, vers Rencurel, montrent un faciès identique. A partir du col de Romeyère par contre, dans les escarpements E du profond torrent de la Drevenne, on note que la base de l'Helvétien, tout de suite au-dessus de la dalle burdigalienne, est devenue sableuse. Ce caractère s'accroît vers les Ecouges. En même temps le reste de l'Helvétien devient conglomératique. On note donc le même phénomène, du S vers le N, que dans le pays de Lans.

Dans le S de la Chartreuse, l'Helvétien inférieur est à l'état de sables gréseux jaunes passant vite verticalement à des conglomérats. Nulle part je n'ai rencontré, ni n'a été signalé, de marne argileuse gris bleu.

- 2/ L'Helvétien inférieur marneux dans le Royans

Dans son étude sur les terrains tertiaires du Royans P.R. Giot (1943) signale dans son Helvétien inférieur "10 à 15 m de marnes gris bleuâtres, plus ou moins sableuses, renfermant quelques bancs pétris d'Ostrea crassissima LMK, O. gingensis SCHLOTH., et O. boblayei DESH. et parfois des moules de bivalves semblables à ceux du Burdigalien" ; elles se continuent par 10 à 20 m de sables fins gréseux azoïques. Cela correspond effectivement à la coupe que l'on peut relever au Pont de Manne, (coupe FIG. 18). Mais l'importance du faciès marneux dans l'Helvétien inférieur paraît toutefois plus grande que ne l'indique cet auteur. Au Pont de Manne, l'Helvétien inférieur montre, en continuité verticale avec le Burdigalien marno-sableux fossilifère, un banc marneux riche en échantillons d'Ostrea crassissima LMK, ou du moins morphologiquement intermédiaires entre cette espèce et l'O. gingensis SCHLOTH.

Dans la colline située immédiatement au N de Pont en Royans, de vastes travaux pour la construction de villas (voir ante coupe FIG. 15) m'ont montré une épaisseur de 50 à 80 m de marnes argileuses. Elles sont très plastiques, très peu sableuses, de teinte gris bleu foncé. Leur pendage est d'environ 50° W. Elles reposent sur le grès grossier calcareux burdigalien.

Dans la région des Albissets et des Rossignols entre Oriol en Royans et Pont de Manne affleurent de façon éparse des faciès marneux ou marno-sableux au-dessus du Burdigalien. Sur le bord E du Royans, à part les abords de Pont en Royans, les éboulis ou les alluvions masquent la base du Miocène.

- 3/ L'Helvétien inférieur marneux le long de la vallée de l'Isère de Saint-Lattier à l'Albenc.

Dans les berges de l'Isère, au S immédiat de Saint-Lattier ainsi qu'en direction de Saint-Nazaire, affleurent des marnes argileuses bleues plus ou moins sableuses, intercalées de bancs sablo-marneux. Leur teinte est gris bleu. Depuis le contact avec l'Eocène jusqu'aux faciès sableux du reste de l'Helvétien, on peut juger l'épaisseur des marnes dans ce secteur à environ une centaine de mètres.

Au S du village de la Sone, les rives de l'Isère montrent la coupe suivante (pendage 20° NNW) :

- à la partie supérieure : safres marneux gris ;
- marne argileuse gris bleu localement sableuse (15 m) ;
- safre gris légèrement marneux (8 m) ;
- alternances de lits de marnes argilo-sableuses et de safres marneux gris bleu (10 m).

En suivant les berges vers le S on observe encore, sous les couches précédentes, quelques affleurements de marnes argilo-sableuses gris bleu, puis on passe à l'Aquitanien, bien décrit déjà par Mermier et par Giot. Cet étage est représenté, au sommet, par des sables gréseux (20 m), puis dessous par des marnes argileuses bleuâtres ou jaunâtres (50 à 100 m). L'Helvétien est discordant sur cet Aquitanien. En l'absence du niveau repère du Burdigalien, il importe de ne pas confondre les formations de ces deux étages (voir plus loin les sondages du Bas-Dauphiné).

Vers l'Albenc, au NL du village, les faciès marneux de l'Helvétien inférieur paraissent se réduire nettement. Le contact du Miocène sur l'Urgonien de Poliéna est la plupart du temps masqué soit par des alluvions marécageuses récentes, soit par du glaciaire. Mais entre Chantesse et Polienas, à très peu de distance du Crétacé, ce sont des faciès de safres gris-jaunâtres que l'on voit affleurer. Plus au N, même chose au SE du village de Murette.

Près de Rovon, le dernier affleurement de marnes bleues s'observe dans la tranchée de la R.N. 518 au carrefour de la R.D. 35 ; ce sont, sur quelques mètres, des marnes argileuses légèrement sableuses, gris bleu à jaunâtre, stratifiées. Plus au N l'Helvétien inférieur devient sableux, puis même conglomératique.

- 4/ L'Helvétien inférieur dans les sondages du Bas-Dauphiné

L'extension précédente des marnes argilo-sableuses gris-bleu de Saint-Lattier correspond à un territoire limité au N par une ligne Lans - Autrans - Rovon - Vinay. Mais plus à l'W, sous les collines molassiques du Bas-Dauphiné, on les a rencontrées sur une grande épaisseur, et couvrant une vaste superficie. Les tableaux des pages 125 à 131 donnent les coupes des forages de la Société des Pétroles de Valence, dans leur périmètre de recherches du Dauphiné (pour leur emplacement sur la carte FIG. 24). On y retrouve, bien caractérisées dans le tiers ou la moitié inférieure du Vindobonien, des marnes argileuses grises, bleutées ou jaunâtres, plus ou moins sableuses : dans les 5 sondages de Saint-Lattier, dans celui de Montmiral, dans les deux de Varacieux, dans ceux de Claveyson, Beaurepaire et Faramans. Leur épaisseur est d'environ 250 mètres. Elles correspondent en gros à l'Helvétien inférieur et à une partie de l'Helvétien moyen.

L'Helvétien inférieur repose la plupart du temps sur un ensemble de couches marneuses grises ou versicolores à bancs calcaires ou gréseux qualifiables d'Oligocène s.l. (Oligocène ou Oligocène + Aquitanien)

L'Helvétien est nettement discordant sur cette série, il peut en recouper tous les niveaux. Il peut aussi venir directement en contact avec le Jurassique, dont les diverses auréoles, du Jurassique supérieur au Lias, s'alignent sous lui de l'E vers l'W (ex : les 2 sondages de Brézins, celui de Faramans, celui de Champier, les deux de Bizonnes). La limite entre l'Helvétien marneux et l'Oligocène marneux est souvent délicate à fixer dans ces sondages, du fait de l'analogie des faciès. Mis à part les documents micropaléontologiques

éventuels, rares pour l'Oligocène, les critères pour la reconnaissance de ce dernier sont les suivants : intercalations de marno-calcaires bruns, de brèches, de bancs argilo-marneux colorés ou bariolés enfin de lits de gypse ou d'anhydrite.

Il convient d'insister sur le fait que la formation argilo-marneuse peut se mêler de bancs souvent épais de sables marneux, ou qu'elle peut devenir elle-même dans sa masse fréquemment marno-sableuse. Il s'agit bien plus de différenciations locales vers le pôle argilo-marneux d'un vaste ensemble helvétique sablo-argilo-marneux. Toutefois deux choses sont bien nettes. D'abord que cette différenciation argilo-marneuse, quand elle se manifeste, se produit essentiellement dans la moitié inférieure de l'Helvétien ; c'est de façon éparse que le reste de l'étage arrive à en montrer. Secondement que le domaine d'extension des marnes de Saint-Lattier correspond seulement à la partie méridionale du Bas-Dauphiné. Dans les sondages de la moitié N du Bas-Dauphiné les bancs argilo-marneux sont répartis dans toute la hauteur du Vindobonien, dont la stratigraphie est alors compliquée par l'intrusion des conglomérats de Voreppe (voir plus loin).

Dans un secteur centré sur Voiron et limité par une ligne semi-circulaire Poliéna - Brézins - Bizannes - Montferrat, l'Helvétien inférieur devient sableux et conglomératique : c'est la province conglomératique de Voreppe (voir carte FIG. 19). Dans la région de La Tour du Pin, il est sableux. Ces deux secteurs seront étudiés plus loin, d'après les observations faites en affleurement.

La répartition des faciès de l'Helvétien inférieur s'organise ainsi suivant de grands ensembles régionaux, dont les relations géographiques peuvent être représentés sous forme de cartes de faciès (voir cartes 14, 19 et 21).

:		Saint Lattier F ₁	:	
:			:	
110 m	:	molasse sableuse jaune sable fin quartzeux	:	) Helvétien moyen
:			:	et supérieur
28 m	:	argiles marneuses jaunes et sables fins	:	) sableux
:		quartzeux	:	(
:			:	
55 m	:	sables fins plus ou moins consolidés,	:	)
:		grains de quartz, galets calcaires avec	:	(
:		passées d'argiles sableuses	:	) Helvétien
:			:	inférieur
155 m	:	argiles silteuses gris à gris-bleu avec	:	) argileux
:		quelques fines intercalations gréseuses	:	(
:		plus ou moins glauconieuses.	:	)
:			:	
Sub.	:	argiles versicolores oligocènes	:	
:			:	
:		Saint Lattier F ₂	:	
:			:	
41 m	:	glaciaire : galets et graviers	:	
:			:	
121 m	:	argiles marneuses et silteuses gris à gris-	:	) Helvétien
:		bleu avec passées sableuses	:	(inférieur
:			:	) argileux
:			:	
Sub.	:	argiles versicolores et gris-bleu oligo-	:	
:		cènes	:	
:			:	
:		Saint Lattier F ₃	:	
:			:	
35 m	:	galets plio-quaternaires	:	
:			:	
125 m	:	argiles marneuses sableuses jaunes, grises	:	)
:		tout à la base	:	(Helvétien
:			:	) inférieur
35 m	:	marnes argileuses silteuses gris-foncé	:	) argileux
:			:	
Sub.	:	marnes versicolores a bancs de calcaire ou	:	
:		de grès oligocènes	:	
:			:	

Saint Lattier 1		
48 m	argiles silteuses gris-bleu et sable fin marneux	Helvétien inférieur argileux
4 m	banc de conglomérat glauconieux	
24 m	argiles marneuses sableuses grises à passées de sable marneux	
36 m	argile sableuse	
Sub.	argiles marneuses et versicolores à bancs calcaires - Oligocène	
Saint Lattier 2		
43 m	glaciaire : galets et graviers	Helvétien inférieur et moyen argileux
47 m	argile marneuse gris-verdâtre à passées de sables marneux jaunes	
230 m	argiles grises ou gris-verdâtres	
Sub.	argiles plastiques gris-bleu à passées sableuses ; au toit, grès gris glauconieux à éléments de calcaires beiges Oligocène	
Montmiral		
35 m	grès calcaire à intercalation conglomératique	"Pontien" et Tortonien supérieur fluvio-lacustre
40 m	marnes et argiles bleutées sableuses avec bois fossiles et débris de coquilles	Tortonien à <u>Nassa michaudi</u>
60 m	grès calcaire jaunes	
220 m	sables jaunes à rares passées de marnes silteuses bleutées	280 m sables Helvétien
46 m	marnes bleutées silteuses avec une passée de sable gréseux jaune	210 m sables 490 m
164 m	sable jaune argileux à passées de marnes bleues	marneux
Sub.	calcaires marneux oligocènes	

Varacieux F₁

18 m	: galets et graviers quaternaires			
20 m	: conglomérat polygénique quaternaire ou (?)			
	: lentille de conglomérat de Voreppe			
100 m	: sables argileux jaunâtres			
40 m	: sables grossiers jaunes ou gris		140 m	
			safres	
195 m	: argiles plastiques grises légèrement sa-			
	: bleuses dans leur partie supérieure		270 m	
			argiles	
85 m	: argiles plastiques grises finement sableu-		marneuses	
	: ses		peu sa-	
			bleuses	
Sub.	: marnes versicolores oligocènes			

Helvétien
410 m.Varacieux F₂

182 m	: sables argileux et argiles sableuses jaunes		plus	
			sableux	
125 m	: argiles sableuses grises à intercalations		plus	
	: de grès calcaireux micacés		argileux	
Sub.	: argiles grises à bancs de calcaires beiges			
	: = Oligocène			

Helvétien
307 m.

Claveyson 1

29 m	: grès molassiques gris		229 m	
200 m	: sables argileux jaunes		plus	
			sableux	
32 m	: argiles marno-sableuses gris bleu et gris			
	: jaune			
95 m	: argiles jaunes ou grises lits de sables mar-			
	: neux grossiers (grains de quartz peu rou-		plus	
	: lés)			
76 m	: sables grossiers plus ou moins argileux		argileux	
34 m	: argiles gris-bleu finement sableuses, très		272 m	
	: sableuses à la base			
35 m	: argiles grises à petits lits de marnes gris:			
	: foncé			
Sub.	: argiles sableuses beiges ou multicolores à			
	: lits de calcaire ou de sable - Oligocène			

Vindobonien
500 m.

Beaurepaire F₁

22 m	: galets et graviers glaciaires	:)	(	
:	:	: (	(	
21 m	: grès tendres à lits de galets	:)	plus	
:	:	: (	sableux	
51 m	: sables argileux jaunâtres	:)	(	Helvé-
:	:	: (	(	tien
218 m	: argiles marneuses sableuses grises,	:)	(	330 m
:	: jaunes à la base	: (	plus	
:	:	:)	(	
40 m	: sables grossiers plus ou moins argileux	: (	argileux	(
:	:	:)	(	-
Sub.	: marnes bariolées - Oligocène	:	:	
:	:	:	:	
:	:	:	:	
:	:	:	:	
:	Faramans 1	:	:	
:	:	:	:	
20 m	: galets dans un liant sableux, plus gré-	: Pontien et Tortonien		
:	: seux à la base	: supérieur fluvio-la-		
:	:	: custré		
16 m	: argiles grises peu sableuses avec un	: Tortonien à <u>N. michau-</u>		
:	: banc de cailloutis ; un débris de co-	: di		
:	: quille	:		
58 m	: conglomérat gréseux	: lentille de	(	
:	:	: cgl de Voreppé	(	
167 m	: sables plus ou moins argileux jaunes ir-	:)	plus	
:	: régulièrement consolidés, gris foncé	: (	sableux	
:	: vers le tiers inférieur	:)	(	
:	:	: (	(	
10 m	: conglomérat à éléments de calcaires gris	: lentille de		Hel-
:	: foncés	: cgl Voreppe	(	vétien
:	:	:	(	
95 m	: sables argileux et argiles jaunes ou	:)	(	
:	: bleus	: (	plus	
:	:	:)	(	518 m
121 m	: marnes argileuses bleutées, verdâtres à	: (	argileux	(
:	: la base	:)	(	
:	:	: (	283 m	(
67 m	: argile sableuse et sables, bleu ou jaune	:)	(	
:	:	:	(	
Sub.	: marnes argileuses bleutées à bancs de	:	:	
:	: calcaire beige - Oligocène	:	:	
:	:	:	:	

Brézins F₁

20 m	: galets et graviers glaciaires	:	
42 m	: conglomérat à éléments calcaires dans	:	
	: à ciment gréseux, passées de grès ou de	:	) lentille de
	: marnes	:	(conglomérats
		:	) de Voreppe
60 m	: argiles très légèrement sableuses jaunes	:	
25 m	: sables argileux jaunes	:	
28 m	: sables grossiers à passées de galets et	:	
	: minces lits marneux gris-bleu	:	) sables argileux
		:	(Helvétien
140 m	: sables argileux jaunes à passées marneu-	:	
	: ses ; à la base des graviers	:	(277 m
24 m	: marnes argileuses jaunes, sableuses à la	:	
	: base	:	)
Sub.	: calcaires purbéckiens	:	

Brézins l

42 m	: conglomérats polygéniques à liant varié	:	) lentille de
	: = Glaciaire	:	(conglomérats
		:	) de Voreppe
23 m	: conglomérats à éléments calcaires et à	:	(
	: ciment gréseux jaune	:	)
87 m	: marnes argileuses, sableuses dans le haut:	:	)
	: avec quelques lits de galets calcaires	:	(
33 m	: conglomérats à éléments calcaires prédo-	:	) lent..cgl. (
	: minants	:	(Voreppe)
125 m	: sables argilo-marneux et argile sableuse	:	) 295 m
	: jaunes	:	(
40 m	: argile marneuse sableuse jaune	:	(
20 m	: argile gris-bleu	:	(
Sub.	: calcaires portlandiens	:	-

Paladru 1

545 m	: conglomérat à éléments calcaires polygè-	)	Pontien et
	: niques de teinte gris clair dans un ci-	(	conglomérats de
	: ment argilo-marno-sableux jaunâtre ; in-	)	Voreppe compréhen-
	: tercalations de marnes argilo-sableuses	(	sifs
	: jaunâtres	)	
	:	-)	
161 m	: molasse grés-sableuse à ciment plus ou	(	Helvétien inférieur
	: moins calcaireux (feldspathique)	)	
	:	-)	
Sub.	: argiles plastiques - Oligocène	:	

Bizonnes F₁

0-12 m	: galets et graviers glaciaires	)	
	:	(	Pontien et Torto-
26 m	: conglomérats polygéniques à ciment gré-	)	nien supérieur flu-
	: seux, avec au sommet un banc d'argile	(	violacustre
	: jaune ou grise	)	
	:	:	
28 m	: argiles gris-bleuté et marnes grises	:	équivalent latéral du
	:	:	Tortonien
255 m	: conglomérats polygéniques à ciment gré-	-)	masse prin-
	: seux ; passées d'argiles grises ou jau-	(	cipale des (Hel-
	: nes ; et à la base de sables gréseux	-)	cgl Voreppe) vété-
	:	:	nien
247 m	: sables plus ou moins argileux jaunes	:	Helv.inf.et (602 m
	:	:	moyen
Sub.	: calcaires blancs récifaux portlandiens	:	

Bizonnes 1

37 m	: conglomérats à galets calcaires et mar-	:	Pontien et partie
	: nes sableuses jaunes molassiques	:	des conglomérats
	:	:	de Voreppe -
146 m	: conglomérats à galets calcaires polygè-	:	183 m
	: niques et éléments de grès et de quartz	:	
	: ciment marno-sableux jaune plus ou moins	:	
	: molassiques ; des passées sans galets	:	
	:	:	
7 m	: banc de sables grossiers quartzeux	-)	
	:	:	
210 m	: marnes sableuses molassiques jaunes	:	Helvétien
	:	:	
110 m	: sable grés-marneux molassique ; un banc	:	inférieur
	: de grès glauconieux aux 3/4 supérieurs	:	
	: et un d'argile plastique grise dans le :	:	et moyen
	: quart inférieur	:	
27 m	: marnes grises argilo-sableuses	:	354 m
	:	-)	
Sub.	: Calcaires portlandiens	:	

	Champier F ₁		
20 m	galets glaciaires	)	Pontien et par-
119 m	conglomérats polygéniques à galets cal-	(	tie des conglo-
	cairez prédominants, bancs d'argile jau-	)	mérats de Vorep-
	ne ou de grès	(	pe
62 m	argiles sableuses jaunes	)	
67 m	argiles sableuses jaunes à bancs de ga-	)	
	lets calcaires ; au milieu un banc d'ar-	lentille de	
	gile plastique gris-bleu	cgl de Vo-	
		reppe	
86 m	argiles sableuses gris-bleuté	)	Helvé-
4 m	lit de galets calcaires, siliceux, et de	)	tien
	quartz	biseau de	
		cgl Voreppe	
174 m	argiles sableuses gris-bleu à passées de	)	393 m
	sables argileux (sauf à la base) ; au	(	
	tiers inférieur, sables argileux gris	)	
	clair	(	
Sub.	calcaires séquaniens	)	

	La Tour-du-Pin F ₁		
20 m	cailloutis glaciaires	)	Pontien et partie
54 m	conglomérat à ciment molassique plus ou	)	des conglomérats de
	moins consolidé avec passées d'argiles,	)	Voreppe
	sables et grès	)	
10 m	argile très sableuse	)	
35 m	sable très argileux gris clair, à débris	)	
	de galets	)	
62 m	conglomérat polygénique à ciment gréseux	)	Vindo-
	avec un gros banc gréseux gris au milieu	lentille	
		cgl Voreppe	bonien
125 m	grès fin peu consolidé, gris, à galets	)	
	épars	)	
142 m	sables et grès fins, gris, légèrement	)	
	argilo-marneux en masse ou par lits	(safré ±	
		marneux	
70 m	argile marneuse gris-bleuté finement sa-	(212 m	
	bleuse ou gréseuse	)	
Sub.	brèche puis marnes et calcaires - Oligo-	)	
	cène	)	

- 5/ Le niveau de molasse gréseuse rousse grossière

Au Pont de Manne, au-dessus de l'Helvétien inférieur marno-sableux affleure sur quelques mètres une molasse grossière, rous-sâtre, vacuolaire, en bancs stratifiés assez durs. Elle avait déjà été signalée par Giot (voir coupe FIG. 18). Elle renferme quelques galets d'assez petite taille, souvent verdis de glauconie ou perforés et accessoirement quelques galets marneux. Elle livre des débris et des empreintes de fossiles : Ostrea crassissima LMK., Ostrea cf. gignensis SCHLOTH., Ostrea sp., Chlamys gentoni FONT., Chlamys aff. scabrella LMK., Chlamys multistriata POLI., moules de Cardita aff. michaudi TOURN., dents de Lamnides ; bryozoaires ; valves de balan-

Par sa faune, son faciès, et sa position stratigraphique, ce niveau de molasse rousse est l'équivalent des grès de Grane du bassin de Crest, et du grès de Suze ou de Grignan dans le bassin de Valréas. Comme eux, ce grès roux molassique s'observe au toit de l'Helvétien inférieur.

On retrouve ce faciès de molasse gréseuse rousse au S immédiat de Saint Thomas en Royans ; il affleure sur plusieurs mètres dans la tranchée de la R.D. 76. A Saint Jean en Royans il forme un petit ressaut de 3 à 5 m d'épaisseur au-dessus des marnes argileuses bleues de l'Helvétien inférieur.

Dans la partie N du Royans, il constitue ce que Giot appelle la "ligne des hauteurs médianes". On ne le retrouve pas dans la partie méridionale du Royans, ni dans le synclinal d'Oriol, ni dans les autres synclinaux du Vercors. Par contre on l'observe encore à 2 km NE de l'Albenc, à peu de distance du substratum ; là le faciès est plus grossier ; les galets durs et les galets marneux sont nombreux ; on note des débris d'huîtres et de bryozoaires.

Paragraphe 2: Etude des sables gréseux du Vindobonien

La presque totalité des collines molassiques du Bas-Dauphiné est constituée par des sables gréseux gris-jaunâtre représentant le reste du Vindobonien ; ils correspondent chronostratigraphiquement

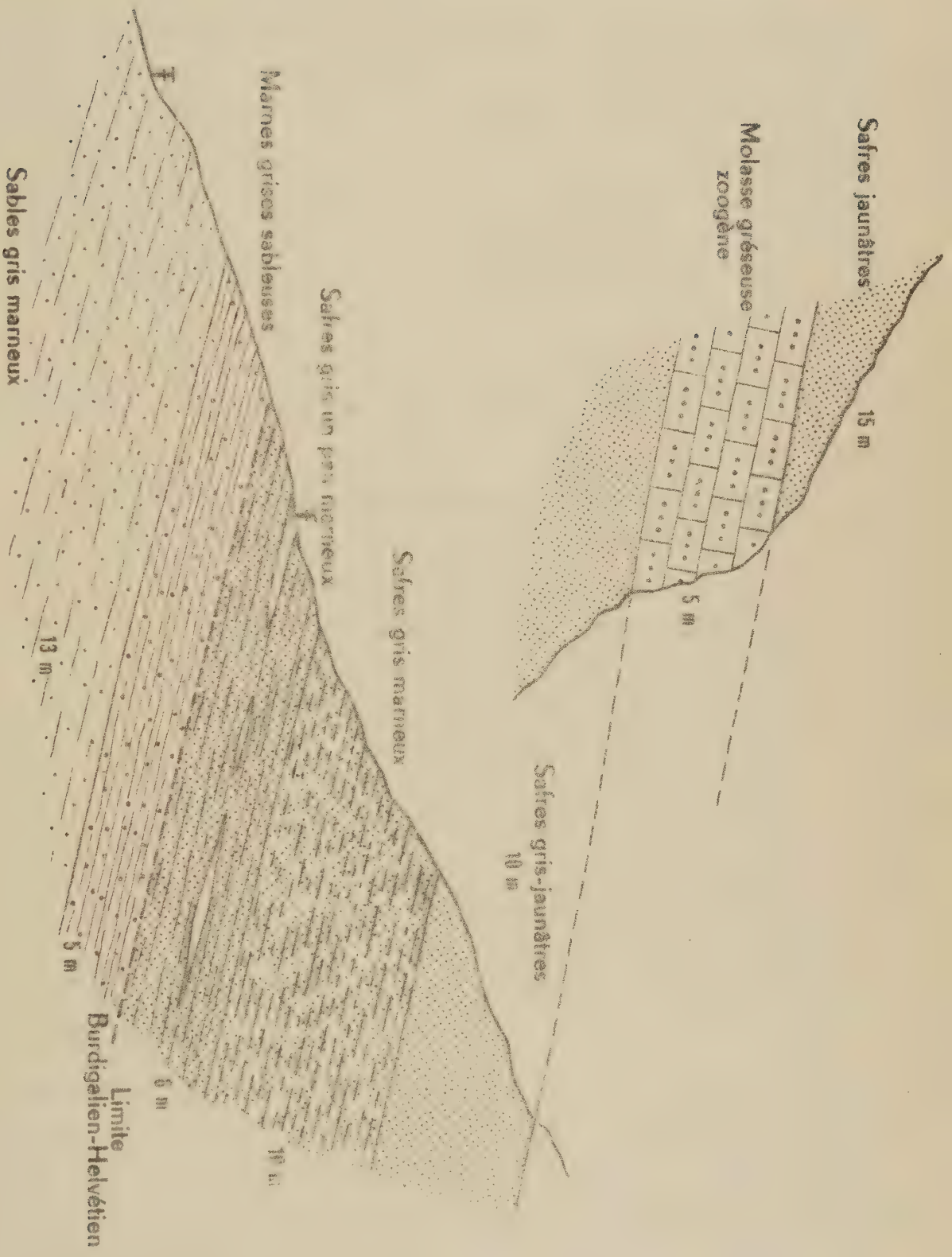


FIG. 18. — Coupe synthétique de la tranchée de Pont-de-Manne.

à l'Helvétien moyen et supérieur et au Tortonien. En réalité nous avons déjà remarqué qu'en approchant de la "province conglomératique de Voreppe", l'Helvétien inférieur devenait également sableux. Nous verrons aussi que la partie supérieure des sables gréseux vindoboniens peut localement acquérir un faciès particulier, caractérisé essentiellement par l'apparition d'une faune littorale d'affinité tortonienne (Tersanne, Chimilin), permettant alors de faire la distinction entre Helvétien et Tortonien.

Quoi qu'il en soit la masse des sables gréseux, sous son faciès banal et azoïque, affleure de façon très fréquente partout.

- 1/ Description et répartition générale des sables vindoboniens

Comme dans les bassins de Valréas et de Crest - Valence, ce sont des sables gris-bleutés ou gris-jaunâtres, tirant sur le jaune, le roux et même le rosâtre suivant les points. Leur grésification, sauf dans leur partie inférieure, est moins poussée que dans les autres régions de la vallée du Rhône. La plupart du temps ce sont simplement des sables durcis. Ils sont moyennement grossiers ; leur masse est la plupart du temps de caractères peu variables et ils sont peu stratifiés. Ils sont très légèrement marneux (en moyenne 10 à 15 % de fraction marneuse). Ils sont assez souvent micacés, surtout lorsque leur lithologie est fine. Parfois cependant ils deviennent plus hétérogènes, la stratification devient apparente et même entrecroisée. Corrélativement le faciès devient plus grossier. On a chance d'y trouver alors quelques débris de fossiles.

Il serait fastidieux d'énumérer les divers affleurements de cette formation, même les principaux. Signalons simplement leur répartition. Dans le synclinal de Villard-de-Lans ils forment les croupes au NNE du village, donnant de petits reliefs dans l'axe du synclinal. Ils deviennent conglomératiques vers le N à partir de Lans. Ils constituent de même, dans le synclinal voisin, les hauteurs entre Méaudre et Autrans (1100 à 1200 m), et s'enrichissent notablement en galets dans la moitié N. Dans le synclinal de Vercors les

éboulis les masquent en grande partie ; au N du col de Romeyère ils deviennent conglomératiques. Dans le Royans enfin ils forment la masse des collines centrales suivant une ligne Saint-Romans-Bas Bouvante.

Dans le Bas-Dauphiné leur répartition est générale, si ce n'est qu'ils deviennent conglomératiques dans le secteur Tullins-Voiron. Leur épaisseur est difficile à estimer avec exactitude ; elle est en moyenne de 400 à 500 m ; elle paraît plus grande à l'E qu'à l'W.

A partir de ce faciès banal des sables vindoboniens du Bas-Dauphiné ("safres"), nous allons maintenant étudier certaines différenciations qu'ils présentent, soit faciologiques, soit stratigraphiques.

- 2/ Faciès des sables fossilifères helvétiques (sables de Montchenu)

Dans la région des villages de Montchenu, Tersanne et Saint Martin d'Août, entre Beaurepaire et Romans, s'observe une intercalation de 20 à 30 m de sables grossiers fossilifères, dans la partie supérieure des safres vindoboniens.

Leur principal affleurement, celui qui servira à les définir, est situé le long du chemin vicinal qui, à 200 m au N du hameau du Cabaret-Neuf, mène à Montchenu par l'W. Les sables fossilifères s'observent en plusieurs bancs répartis sur 30 m d'épaisseur et sur une longueur de plusieurs centaines de mètres. C'est une alternance de sables azoïques de faciès banal, et de sables grossiers stratifiés à débris organogènes. Ils sont irrégulièrement grésifiés, les premiers en miches de forme capricieuse, les seconds en bancs stratifiés. On observe quelques bancs sablo-marneux intercalés, ou par contre des passées graveleuses avec quelques petits cailloux peu roulés.

On récolte les fossiles suivants, la plupart du temps brisés ou roulés, souvent mal déterminables : Anomia costata BROCC., fréquent ; Ostrea cf. digitalina EICHW., Ostrea (= Exogyra) sacyi COSM. et PEYR., Chlamys gentoni FONT., Chlamys aff. scabrella LMK ou aff. macrotis SOW., Chlamys multistriata POLI, Lima sp., Terebratulina

calathiscus FISCH. rare, Patella sp., brachiopodes Thecididés du genre Lacazella, valves de balanes très abondantes, bryozoaires très abondants, dents de Lamnidés.

Cette formation montre le même faciès et la même faune que les sables de Saint-Fons dans le Lyonnais (voir chapitre 4) et ceux du Moulin à Vent de Visan. Elle est située comme eux dans l'Helvétien supérieur : on observe en effet, 30 à 40 mètres au-dessus, les niveaux des sables tortoniens de faciès et de faune distincte (sables de Tersanne à Nassa michaudi).

En dehors des gisements des environs de Montchenu, les sables helvétiques fournissent ça et là d'autres points fossilifères. Il est impossible de les citer tous, car ils sont très disséminés, et montrent tous les degrés possibles dans la densité des débris organogènes. En général on notera que le faciès est assez grossier. Au gué d'Agnin les sables gris livrent des fragments de Lima, Chlamys gentoni FONT., Terebratulina calathiscus TOURN., Lacazella. Au Pont de l'Herbasse plusieurs points fossilifères s'étalent, en largeur et en hauteur, sur les coteaux au N du pont, le plus intéressant étant situé en bas de la pente, à 300 m au NE du pont ; ils livrent de nombreux bryozoaires, valves de balanes, dents de poissons, avec Terebratulina calathiscus FISCH., Lacazella, Lima sp. Chlamys gentoni FONT., Chl. multistriata POLI, Chl. gr. scabrella LMK., Ostrea sp. ; on y aurait également trouvé une dent de Carcharodon. C'est la même faune qu'à Montchenu. Le niveau toutefois est plus bas : on serait là sensiblement entre le milieu et les deux tiers supérieurs de l'Helvétien.

- 4/ Les sables tortoniens à Nassa michaudi du Bas-Dauphiné

La partie supérieure des sables et grès vindoboniens du Bas-Dauphiné prend fréquemment, au N de la vallée de l'Isère, un faciès assez particulier. La stratification devient hétérogène. Certains lits plus grossiers s'enrichissent de concrétions et de nodules calcaires ou marneux ; ils se disposent souvent en poches ou en amas.

Des traînées et des zébrures ferrugineuses rougeâtres les accompagnent fréquemment. Les sables sont de teinte grise, grisâtre ou gris-verdâtre et non plus jaunâtre ; ils sont souvent micacés et renferment, de façon rare et éparse, quelques coquilles fragiles de Nassa michaudi THIOL.

Je continuerai à dénommer cette formation "sables à Nassa michaudi du Bas-Dauphiné". Elle a été citée et décrite depuis déjà longtemps, dès avant Fontannes. Voyons quelle est sa place stratigraphique.

Au point de vue faciologique ils rappellent à s'y méprendre certains aspects des "sables marneux de Visan" du Tortonien marin du bassin de Valréas, en particulier ceux du milieu de la formation, qui, aux alentours de Visan et Valréas (ex : la Savoyonne) livrent une faune marine et une faune dulçaquicole associées (voir lère partie). Ils rappellent également de façon frappante les niveaux sableux à Helix et Planorbes associés aux marnes lacustres du Tortonien supérieur de ce même bassin de Valréas (ex : gisement près de la ferme Achard au SE de Valréas).

Les sables à Nassa michaudi du Bas-Dauphiné occupent par ailleurs dans la succession stratigraphique des formations miocènes la même position que ces sables marneux de Visan. D'après les coupes que l'on peut relever dans l'ensemble du Bas-Dauphiné, les sables à Nassa michaudi correspondent en effet à la partie supérieure des "sables vindoboniens" ; ils sont surmontés, ainsi que nous le verrons plus loin, par des marnes et sables lacustres à Helix delphinensis FONT. et faune dulçaquicole, eux-mêmes surmontés par un épais conglomérat polygénique "pontien" à galets impressionnés.

Enfin nous allons voir que les sables à Nassa michaudi prennent localement, dans la région de Tersanne, un faciès marin littoral très fossilifère. Ces sables reposent, à Tersanne, par l'intermédiaire d'une vingtaine de mètres de sables stériles sur les "sables de Montchenu" à faune helvétique (voir ante). Ainsi se retrouve, aux détails d'épaisseur ou de lithologie près, la même coupe générale qu'à Visan.

Examinons maintenant la nature de la faune que livrent ces sables aux alentours de Tersanne. Cette faune renferme, à côté d'espèces banales ou endémiques, une notable proportion d'espèces qui, dans le cadre du Miocène rhodanien, ne se trouvent que dans les couches qualifiables de tortoniennes (Visan, Saint Pantaléon, Cayranne, Cucuron, Cabrières d'Aygue, etc ...).

Le gisement des sables à Nassa michaudi de Tersanne est situé dans la haute tranchée du chemin crux qui, de direction à peu près N-S, mène de la R.D. 321 à la R.D. 121, entre Saint-Martin d'Août et Tersanne.

Il a été décrit depuis longtemps déjà par les anciens auteurs. Fontannes a notamment donné une liste très complète des espèces qu'on peut y récolter. Je me bornerai à citer parmi celles-ci les plus communes ou les plus intéressantes, aux quelles j'ajoute mes récoltes personnelles :

-d'abord Nassa michaudi THIOL., dont les individus sont plus abondants à eux seuls que l'ensemble de tous ceux des autres espèces. Ses coquilles forment de véritables lits, notamment à la partie inférieure de la formation.

-Autres gastéropodes : Fissurella italica DEFR., Trochus horne-si MICH., Trochus colonjoni FONT., Trochus tholloni MICH., Nassa, Murex, Patella delphinensis FONT., Patella tournoueri FONT., Ancillaria glandiformis LINNE, Pleurotoma, Turritella, Vermetus intortus LMK., Helix delphinensis FONT., Limnea, Planorbis, Hydrobia.

-Lamellibranches : Arca turonica DUJ., A. lactea LIN., A. barbata LIN., Cardita michaudi TOURN., Ostrea cf digitalina HORN., Lima; les pectinidés sont rares : Chlamys multistriata POLI, Chl. gentoni FONT., Chl. gr. scabrella LMK.

-Polypiers : Dendrophyllia colonjoni THIOL. très fréquent, Caryophyllia sp. non encore cité ainsi qu'une troisième forme de polypier. Enfin des bryozoaires et des balanes.

-Mêlées avec cette faune littorale, on rencontre donc de nombreuses espèces fluvio-lacustres, ainsi que des débris de bois rubéfiés et, d'après Fontannes, des restes d'Hipparion gracile KAUP.

Bien des espèces sont communes avec le Tortonien des bassins de Visan de Cucurron ou de Miramas.

L'épaisseur des sables de Tersanne est d'environ de 15 mètres. Mais ce chiffre ne correspond qu'aux couches fossilifères du Tortonien. En tenant compte des strates sableuses azoïques qui les encadrent, l'épaisseur de l'étage Tortonien dans la région de Tersanne est d'environ 40 m. Sa limite inférieure est marquée par la disparition du faciès à stratification hétérogène et l'apparition des sables jaunâtres grossiers et fossilifères de Montchenu. Sa limite supérieure est marquée par l'apparition de lits marno-sableux ou marneux plus ou moins ligniteux renfermant une faune exclusivement lacustre (voir plus loin).

Les sables à Nassa michaudi constituent un niveau repère intéressant dans toute la région du Bas-Dauphiné, au N de la basse vallée de l'Isère. Dans la mesure où le couvert alluvial et végétal permet de les observer, ils ont toujours le même aspect de sables gris mêlés de strates confuses et colorés. Ils ne renferment néanmoins qu'exceptionnellement d'autres coquilles que celles des Nasses. Ce n'est que plus rarement que l'on peut rencontrer des débris de Planorbes ou d'Helix. En somme, seuls les abords de Tersanne et la région de Chimilin (voir plus loin) montrent abondamment une faune littorale associée aux Nassa michaudi. Il doit exister pourtant, ça et là dans le Bas-Dauphiné, d'autres gisements de Tortonien marin à Nassa michaudi. Ainsi, en un point que m'a indiqué R. Vilain, on rencontre, quoique plus rares et plus fragmentaires, les mêmes fossiles qu'à Tersanne : le point fossilifère est situé dans les berges de la Savasse, côté E, à environ 1 km au S de St Michel-sur-Savasse. Là, dans un ensemble épais de 10 à 15 m de sables marneux gris lités on récolte : Dendrophyllia colonjoni THIOL., Nassa michaudi THIOL., Trochus hornesi MICH., Fissurella italica DEFR., Chlamys cf gentoni FONT., Arca lactea LIN., Caryophyllia sp., bryozoaires, balanes.

Ailleurs les "sables à Nassa michaudi" ne renferment pratiquement que cette seule espèce. L'extension des sables à Nassa michaudi est générale mais non continue entre la vallée de l'Isère et la

la plaine de Valoire. Ils affleurent par exemple dans les vallées de la Joyeuse (gisement de Montmiral), de la Savasse, du Chalon (gisement de Reculay). Ils ne paraissent pas se différencier dans la moyenne vallée de l'Herbasse ni de son affluent la Lanone. Par contre, ils développent le faciès littoral de Tersanne aux alentours de ce village, entre l'Herbasse et la Galaure. Ils sont mal caractérisés dans les moyennes vallées de la Galaure et du Bancel. Vers l'E, ils disparaissent de toute façon sous les couches du Miocène terminal et du Pliocène (forêt de Thivolet, plateaux de Chambarrand). De l'autre côté, dans le secteur de Saint Geoirs, Tullins, Vinay et Saint Marcellin, ils ne se différencient pas (voir plus loin, région conglomératique de Voreppe) : on peut suivre leur disparition progressive, à la partie supérieure d'un Vindobonien banal, entre Montmiral et Saint Appolinard au NW de Saint-Marcellin.

Entre la plaine de Valoire et la vallée de la Gère, ils sont recouverts presque entièrement par les couches du Miocène terminal et du Pliocène. Quand vers l'W intervient le relèvement des couches, on constate que les sables à Nassa michaudi ne se différencient que localement ; près de Saint Romain de Surieu dans la moyenne vallée de la Sanne, près d'Eyzin dans la moyenne vallée de la Gère.

Entre la vallée de la Gère et la vallée de la Véga, le faciès à Nassa michaudi est bien net aux abords de Moidieu, Septème et Oytier. Il se poursuit plus au N de façon à peu près constante, dans le Lyonnais (voir plus loin). On les baptise dans ce secteur "sables d'Heyrieux" : ce n'est pas autre chose que le faciès habituel des sables à Nassa michaudi, c'est-à-dire où l'on ne retrouve que ce seul fossile, dépourvu de toute autre espèce littorale, mais par contre assez souvent associé à des coquilles de Planorbes ou d'Helix.

Dans la région NE du Bas-Dauphiné on ne retrouve momentanément le faciès des sables à Nassa michaudi que dans la région de Bourgoin. Le Tortonien prend par contre plus loin vers l'E un faciès littoral fossilifère (sables de Chimilin), qui fera l'objet d'une étude dans un chapitre ultérieur.

Ainsi, dans la presque totalité de leur aire de différenciation, les sables à Nassa michaudi renferment, associés aux individus de cette espèce et à quelques très rares Dendrophyllia colonjoni THIOL., une faune de prédominance fluviio-continentale : c'est le faciès dit d'Heyrieux, en réalité le plus général. Il s'agit de la même formation stratigraphique que les sables fossilifères de Tersanne, mais au sein de laquelle les conditions paléogéographiques locales ont sélectionné par dessalure du milieu marin littoral, une faune de caractère mixte, mi-dulçaquicole, mi-littorale. C'est essentiellement une faune de caractère saumâtre que confirme la proliféricité des Nassa michaudi. Cette espèce habituellement littorale, mais eurhyaline, est la seule qui a pu s'adapter dans ce nouveau biotope, largement envahi par de puissantes venues d'eau douce. Elle a pu alors coloniser le milieu et y atteindre (notion de "place vide" de L. Cuénot) une proliféricité que la concurrence biologique ne lui aurait pas permis de trouver dans des conditions normales de salinité. C'est le même phénomène écologique, dû à une évolution paléogéographique identique, que l'on rencontre à la fin de bien des cycles sédimentaires marins (ex : couches à Cerithium lapido-cristatus du Lutétien du Vexin, couches à Cerithium lamarki du Stampien d'Etampes, dans le bassin de Paris etc ...). Et comme dans la majorité de ceux-ci, c'est bien plutôt la subsistance locale de lits à faune marine littorale qui constitue une exception.

En conclusion, tant par la netteté des données paléontologiques et paléo-biologiques que par celle des coupes qu'on peut relever, les sables à Nassa michaudi des collines néocènes du Bas-Dauphiné (sables marins de Tersanne, sables saumâtres d'Heyrieux) ne peuvent être attribués à aucun autre ensemble chronostratigraphique que celui de l'étage -ou du moins du sous-étage- Tortonien.

Pourtant dans les notes de la quasi-totalité des auteurs ayant étudié le Miocène dauphinois, les formations à Nassa michaudi, sauf leur faciès littoral fossilifère des environs de Tersanne, ont été continuellement qualifiés de "Pontien". C'est encore actuellement

l'interprétation admise dans les traités classiques (Abrard 1948, Gignoux 1950) et dans les notices des cartes géologiques. Ainsi que je l'ai déjà fait remarquer au cours de ce travail et dans des notes antérieures, ce terme de "Pontien" était systématiquement appliqué à toute formation non marine du Miocène supérieur. Une des conséquences de ces faits est que les couches à Nassa michaudi ne se retrouvent pas partout rigoureusement au même emplacement stratigraphique, mais çà ou là sur une épaisseur d'une trentaine de mètres. De plus elles ne constituent pas un niveau repère topographique, comme on les a souvent utilisées, car les irrégularités dans la sédimentation et la subsidence, jointes aux déformations tectoniques postmiocènes, les ont portées à des altitudes variées (H. Gauthier, L. David et G. Latreille, 1960).

Nous verrons d'ailleurs plus loin que les sables lacustres et les marnes grises à faune dulçaquicole et terrestre, qui surmontent les sables à Nassa michaudi, sont également à considérer comme d'âge tortonien (Tortonien supérieur). Pas plus que les formations équivalentes de Valréas et de Cucuron, ils n'ont à être classés à part dans le "Pontien".

- 5/ Les influences détritiques provenant du Massif Central

Les influences terrigènes provenant du Massif Central sont très discrètes dans le Bas-Dauphiné. C'est d'ailleurs, mis à part le secteur de Condillac - La Laupie dans le bassin de Montélimar, la seule région vaste de la vallée du Rhône où l'on puisse les déceler. Mais leur extension géographique reste très réduite : on ne les observe qu'en quelques points sur la périphérie W du bassin dauphinois.

Les sables vindoboniens arrivent presque en contact avec les terrains cristallins au NE de Tain l'Hermitage. Dans la région s'étendant de Larnagé à Saint-Barthélémy de Vals, un Eocène inférieur déritique (sables kaoliniques de Douévas) s'intercale entre eux deux. Il est remanié par le Miocène. Mais indépendamment de ce fait, ce dernier prend dans toute la région, un faciès particulier, plus

hétérogène, plus meuble et beaucoup plus grossier que dans le reste du Bas-Dauphiné. Dans la région de Saint-Barthélémy en particulier, les safres vindoboniens devenus grossiers renferment des éléments d'origine granitique, paraissant provenir directement du cristallin du Massif Central.

L'affleurement le plus net à cet égard est une petite carrière située à 400 m au S de Saint-Barthélémy sur le côté E de la R.D.163, complétée par les hauts talus éboulés du chemin qui, juste derrière, monte en direction du S. Le Vindobonien présente là un faciès de sable grossier gris ou jaunâtre, graveleux, lité, riche en galets et en cailloux, donnant soit un sable grossier rosâtre "granitique", soit un véritable conglomérat à éléments cristallins. Ce n'est même que par bancs réduits que subsiste le faciès habituel fin des safres gréseux. On peut observer ce faciès grossier sur plus de 20 mètres d'épaisseur ; au-dessus, dans les talus de la route de Larnage par exemple, on en rencontre encore par bancs dans les sables jaunes gréseux habituels. Les galets, de taille moyenne, assez bien roulés, sont constitués en majorité de granite pourri ; la structure pétrographique est bien conservée, mais la roche s'écrase entre les doigts. Il est à noter aussi quelques galets de micaschistes, de gneiss, de chloritoschistes, de quartz, mais aussi galets de silex ou de calcaires des domaines subalpins. Les éléments de petite dimension (taille comprise entre une fraction de millimètre et un centimètre) sont en majorité constitués de quartz, ou de débris feldspathiques. Si bien que plusieurs passées de la roche mériteraient, si elles étaient consolidées, le nom d'arkose.

Il est difficile de préciser exactement à quel niveau dans les sables miocènes se manifestent les faciès granitiques de Saint-Barthélémy. Il semble néanmoins avec certitude qu'ils s'intercalent surtout dans la partie inférieure du Vindobonien.

En réalité il faut distinguer deux choses différentes dans ces "sables granitiques de Saint-Barthélémy", dans la mesure où les affleurements permettent d'en juger. Un premier phénomène résulte du

remaniement des sables kaoliniques de Douévas ; il n'a lieu que dans la partie tout à fait inférieure transgressive du Vindobonien. Un second phénomène résulte de l'arrivage dans les sables miocènes de venues fluviatiles d'origine granitique (galets de granite, graviers de quartz) ; ces intercalations peuvent avoir lieu à diverses hauteurs dans le Vindobonien. Ce sont, entre autres, de tels faciès que les auteurs classiques du Miocène du Bas-Dauphiné ont eu tendance à appeler "Pontien", par un écart fort abusif du langage stratigraphique.

Dans la région de Saint-Barthélémy et de Saint-Uze, il est probable que l'étalement, si épais et si typique, de tels sables granitiques corresponde au delta d'un fleuve d'origine centralienne se déversant dans la mer helvétique. Il est probable que ce fleuve était l'ancêtre de l'actuel ruisseau de la Galaure, du moins de la partie inférieure de son cours, qui est obligée d'être épigénique dans le cristallin pour rejoindre le Rhône. Comme dans le cas que nous allons examiner bientôt, il y aurait eu simplement au Quaternaire réutilisation d'une partie de l'ancien thalweg miocène, mais avec inversion de pente.

Plus au N, dans la région d'Agnin, les sables helvétiques fossilifères reprennent leur lithologie habituelle.

Dans la région de Vienne on retrouve de nouveau des faciès grossiers granitiques. C'est le second promontoire de terrains cristallins du Massif Central dominant le rivage occidental de la mer miocène. Le massif granitique de Tournon, en contre-haut de Saint-Barthélémy, atteint en effet l'altitude de 900 mètres. Celui de Vienne, qui constitue le massif du Mont Pilat, est encore plus élevé et plus raide : son altitude dépasse 1 300 m. Les sables graveleux sont typiques dans la sablière du hameau de Bérardier (commune de Jardin), à 3 km au SE de Vienne ; ce gisement m'a été indiqué par L. David. Ce sont des sables grossiers et graveleux, jaunâtres ou roussâtres, à lits de gros cailloutis de quartz. Ils sont peu et irrégulièrement consolidés. Des galets mous s'observent par place.

La stratification entrecroisée est fréquente. Les passées plus fines sont micacées. Certains lits, à stratification fine et onduleuse, prennent des colorations rouille analogues à celles des couches à Nassa michaudi. Il s'agit pourtant d'une formation marine ainsi qu'en témoignent les rares débris de fossiles qu'on y rencontre. J'ai trouvé, dans une petite excavation au fond de la carrière : bryozoaires, débris de pectinidés à rapporter sous toute réserve à Chlamys gentoni FONT., fragments de Lima sp., d'huîtres et de valves de balanes ; on m'a signalé également une grande Arca.

Une étude régionale des minéraux lourds est en cours actuellement pour les formations tertiaires du Bas-Dauphiné et le Lyonnais par G. Latreille. Les premiers résultats obtenus montrent que l'influence du Massif Central est extrêmement faible dans les formations miocènes (H. Gauthier, L. David et G. Latreille, 1960). Elle ne se marque que sur la bordure même du littoral W, et encore de façon très éparse dans le temps et dans l'espace. Elle tend à devenir plus nette au Tortonien et surtout au Pontien, mais sans jamais atteindre, même dans les circonstances les plus favorables, l'importance des apports terrigènes alpins. Ceux-ci par contre envahissent tout le bassin dauphinois, comme d'ailleurs tout le sillon rhodanien.

Quelle explication peut-on donner à cette si grande inégalité entre le Massif Central et les Alpes en ce qui concerne le cubage respectif des matériaux qui en proviennent ?

La raison principale est la différence d'âge de ces deux massifs, matérialisée par leur différence d'altitude et de morphologie. Les reliefs actuels du Massif Central cristallin sont essentiellement dûs au contre-coup de la phase tectonique post-miocène. Et encore ces reliefs sont-ils modestes. Il y a tout lieu de penser qu'ils devaient être bien plus modestes encore au Miocène. C'était en effet à cette époque une région émergée depuis longtemps, à la topographie molle et monotone. L'érosion subaérienne devait

l'avoir largement "encrassé" d'un épais revêtement d'arène granitique, dont l'installation progressive était facilitée par la grande homogénéité lithologique de son substratum. Seuls quelques abaisssements temporaires et de faible ampleur du niveau de base ont pu, au cours du Tertiaire, modeler la bordure du massif. Mais il ne pouvait s'agir que d'un réseau hydrographique de faible importance et de faible débit, dont les tracés et les profils devaient être parvenus depuis longtemps à leur état d'équilibre. Et sur cette sorte de pénéplaine les eaux sauvages voyaient leur action ralentie par la présence d'un couvert végétal établi de longue date, qui fixait le sol et empêchait les ravinements.

Les Alpes par contre constituaient une chaîne récente (phases éocène et oligocène), d'altitude au moins comparable à l'actuelle. Elle était largement drainée par des torrents à forte pente qui constituaient un réseau hydrographique jeune, puissant, et continuellement en évolution : aucun profil n'avait le temps d'acquiescer un état d'équilibre susceptible de ralentir le charriage vers l'aval des matériaux détritiques. Des fleuves comme la Durance, l'Aygues ou l'Isère avaient au Miocène un cours d'une longueur d'au plus 200 km pour une dénivellation d'au moins 2 500 m. L'hétérogénéité lithologique et structurale des terrains alpins favorisait de plus de fréquentes captures, qui rendaient continuellement changeants les tracés et les débits des cours d'eau principaux. Corrélativement, le couvert végétal devait être rare, et comme dans nos Alpes actuelles, il n'était pas susceptible de retenir les eaux sauvages qui affluaient vers les torrents.

Paragraphe 3 : Les sables et marnes fluviolacustres du Tortonien supérieur
=====

Au-dessus du Tortonien marin ou saumâtre à Nassa michaudi s'observe dans la majeure partie du Bas-Dauphiné une formation marno-sableuse ne renfermant plus d'espèces marines ni à affinité marine. Ce sont des sables fins, grisâtres, légèrement marneux,

généralement plus homogènes que les sables à Nassa michaudi. Ils sont quelquefois durcis ou partiellement grésifiés. Ils renferment des bancs marneux grisâtres ou noirâtres, à passées ligniteuses, répartis dans toute leur masse mais quelquefois plus abondants à leur base. Localement quelques lits épais renferment de petits galets, mais toujours rares et disséminés. L'épaisseur de cette formation varie entre 70 et 120 mètres. Elle est quelquefois fossilifère, mais les coquilles sont très fragiles et souvent brisées.

La faune est exclusivement fluvio-lacustre ou terrestre. On rencontre principalement : Helix delphinensis FONT., Helix escoffierae FONT., H. valentinensis FONT., Planorbis heriacensis FONT., Limnea heriacensis FONT. et plus rarement Melanopsis kleini KURR., Hydrobia avisanensis FONT., Neritina grasiana FONT., etc ...

La formation livre parfois quelques débris d'ossements : Hipparion gracile KAUP., Mastodon (= Tetralophodon) longirostris KAUP., Dinotherium giganteum KAUP., Rhinoceros (= Dicerorhinus) schleiermacheri KAUP., Sus major GERVAIS, Tragocerus amaltheus ROTH. et WAGNER, Protragocerus chantrei DEPERET, Dicrocerus elegans LARTET, Gazella deperdita GERVAIS, Hyaemoschus jourdani DEPERET, Castor (= Steneofiber) jaegeri KAUP., etc ... Le gisement maintenant célèbre (Deperet 1887 et 1893) de Saint-Jean-de-Bournay, qui a fourni une très belle faune, est situé à la base de ces marnes et sables d'eau douce. Les dents d'Hipparion se récoltent en d'assez nombreux points dans toute la formation. L'ensemble de la faune de Mammifères forme une association bien typique du Miocène supérieur (Tortonien-Pontien) ; elle est un peu plus ancienne que la faune des cailloutis rouges du Mont Luberon, qui correspond effectivement à une formation stratigraphiquement un peu plus récente.

Dans l'ensemble du Bas-Dauphiné les sables et marnes lacustres ne renferment pas de lits de galets, si ce n'est tout à fait à leur partie supérieure. On passe souvent en effet de façon progressive à la formation superposée qui est conglomératique. Par

contre dans la partie orientale du Bas-Dauphiné la formation se charge progressivement de galets de plus en plus nombreux, et ceci sur toute son épaisseur : nous passons latéralement à une nouvelle province paléogéographique, celle du "delta conglomératique de Voreppe" ; elle fera l'objet d'un chapitre à part (voir plus loin).

Les principales régions où affleurent les sables et marnes fluviolacustres seraient trop longues à énumérer. Leur présence est générale sur les hautes pentes des collines molassiques, au-dessus du Tortonien à Nassa michaudi. La formation souvent se marque dans le paysage par des prairies humides et vallonnées. leurs affleurements naturels sont de ce fait assez rares. Un des points où on peut les étudier le mieux est le secteur situé au NNE de Romans entre Chateauneuf de Galaure, le Grand Serre, Besins et Romans.

Paragraphe 4 : Les conglomérats polygéniques du Miocène terminal =====

La série miocène du Bas-Dauphiné se termine par une puissante formation conglomératique. Elle a les mêmes caractères lithologiques, la même épaisseur et la même position stratigraphique que les conglomérats de Vinsobres dans le bassin de Valréas et ceux de Mont Miéry dans le bassin de Crest - Valence. Elle couvre de plus grandes surfaces encore que dans les collines de Valréas - Visan - Vinsobres.

Ce sont des sables clairs, blanchâtres ou grisâtres, plus ou moins marneux, alternants avec des niveaux de marnes sableuses, le tout très densément chargé de galets en lits épais. Certaines passées toutefois sont dépourvues de galets.

Ces derniers sont de nature polygénique : ils sont surtout constitués de calcaires crétacés et jurassiques, accompagnés de silex ; mais on y rencontre aussi des galets de roches méramorphiques ou granitiques provenant des Alpes et du Massif Central. Les

galets sont de taille moyenne (5 à 10 cm), rarement de grosse taille. Ils sont très bien roulés, avec un aplatissement bien net. Les galets calcaires sont fréquemment marqués de cupules d'impression soulignées d'une teinte roussâtre.

Il est difficile de donner une estimation maximale de l'épaisseur de la formation car elle est recouverte transgressivement, surtout dans toute la moitié E des collines molassiques, par la glaise de Chambarrand à gros galets de quartzites roux, d'âge Pliocène supérieur. Néanmoins dans les coupes que l'on peut faire vers Roybon et Bessins, on peut avancer une épaisseur totale de 80 à 110 mètres environ pour ces conglomérats polygéniques impressionnés du Miocène terminal.

Il est aisé de ne pas les confondre en affleurement ni avec les conglomérats quartziteux précités, ni avec les formations caillouteuses glaciaires. Mais il est plus difficile de les distinguer des niveaux conglomératiques à éléments polygéniques et souvent impressionnés par lesquels se termine la puissante formation des sables pliocènes de Lens-Lestang. Ces derniers se développent largement entre la vallée de la Galaure et la plaine de Valoire ; ils sont transgressifs sur le Miocène (ils reposent sur le Miocène supérieur vers Hauterives, et sur la molasse marine vers l'W). Sur les feuilles géologiques au 80 000 Lyon, Saint-Etienne, Chambéry, Grenoble, et Valence la distinction n'est pas faite entre les sables et marnes à faune fluvio-lacustre, précédemment étudiés, et les conglomérats à galets impressionnés du Miocène terminal. La notation adoptée est compréhensive (m4b). Encore plus que dans les bassins méridionaux, il est cependant arbitraire de séparer les sables et marnes fluvio-lacustres d'avec les sables littoraux ou saumâtres du Tortonien. Ils forment avec eux un cycle sédimentaire homogène, par lequel s'amorce puis s'achève la régression de la mer miocène rhodanienne. La faune malacologique elle-même est d'une unité indéniable. Par contre la coupure est bien nette entre cet ensemble Tortonien s.l. et la nappe des conglomérats qui le surmonte. Si, verticalement, les

couches passent progressivement de l'une à l'autre (comme si souvent dans le Miocène rhodanien), la distinction entre les deux formations est quand même bien tranchée à l'échelle de tout le Bas-Dauphiné. Ce gigantesque épandage d'éléments grossiers d'origine torrentielle correspond d'ailleurs dans toute la vallée du Rhône, à une formation d'une grande constance de caractères et d'une vaste répartition géographique.

Ces conglomérats correspondent à l'ancienne dénomination de "Pontien", jusque-là employée par les auteurs. Nous verrons qu'une autre venue conglomératique (conglomérats de Voreppe) existe dans le Bas-Dauphiné, et qu'elle est capable d'envahir une grande épaisseur de la série miocène : mais elle l'affecte indépendamment des conglomérats "pontiens" qui eux sont de répartition générale.

Les surfaces d'affleurement des conglomérats à galets impressionnés sont largement masquées par celles de la glaise à galets pliocène qui les recouvre. Néanmoins vers le haut des collines, leur bande d'affleurement est bien nette vers Tersanne, Montchenu, Saint-Christophe-et-le Laris, Montrigaud, Montmiral, Donay, Bessins et Murinais. Au N de la plaine de Valoire, même chose dans les hauts de Bellegarde, Primarette, Bossieux, Lieudieu, Roybon, Marnans, Meyssiez, Cour-et-Buis, Montseveroux, Chalon et Saint-Sorlin. Au N de la vallée de la Gère, les hauteurs dominant Beauvoir, Artas, Diémoz, Roche et Nivolas-Vermelle. Plus au N l'érosion quaternaire et les cailloutis glaciaires ont limité considérablement les affleurements de Miocène supérieur.

La région de La Tour-du-Pin, également riche en conglomérats, fera l'objet d'une étude à part.

3e CHAPITRE

ETUDE DES FACIES CONGLOMERATIQUES DE LA REGION DE VOREPPE

=====

Les hautes collines qui dominant Vinay, Tullins, Voiron, Saint Geoire en Valdaine etc ..., les synclinaux molassiques de Voreppe et de la Monta, les pays de Montaud et de Saint-Nizier, montrent de nombreux affleurements de sables gréseux puissamment conglomératiques (voir cartes FIG. 14, 19 et 20). Il ne s'agit pas des conglomérats à galets impressionnés du Miocène terminal ("Pontien"), mais d'une épaisse formation massive correspondant à une grande partie de la série miocène.

Voyons d'abord comment se présente lithologiquement la formation. Ses affleurements les plus spectaculaires, qui nous serviront à la définir, sont ceux du synclinal de Voreppe - col de la Placette - Saint-Laurent-du-Pont. Les conglomérats forment un abrupt continu entre le col de la Placette et Saint Joseph de Rivière, soit sur 4 km de long ; ils dominant le flanc E de la vallée sur plusieurs centaines de mètres. Ce site miocène est aussi typique que ceux des conglomérats de la Nagelflüh dans la molasse suisse : les parois, souvent verticales, sont pareillement "cloutées" de galets (der Nagel, le clou), sur des surfaces considérables. On peut juger de tout près de la nature du sédiment, de celle des galets, de la disposition des lits de conglomérats, au pied de la haute falaise de la cascade de Guillencièrre au N du col de la Placette.

Les "conglomérats de Voreppe" sont constitués par un ciment sablo-gréseux, de teinte gris, gris bleuté, gris verdâtre ou jaunâtre. En général le sable est homogène, moyennement fin, légèrement marneux, non stratifié ; il est compact et cohérent : il forme des parois raides que les galets consolident bien. Ce sable grésifie irrégulièrement, en général de deux façons : ou bien il le fait sur un gros volume (plusieurs dizaines de mètres cubes)

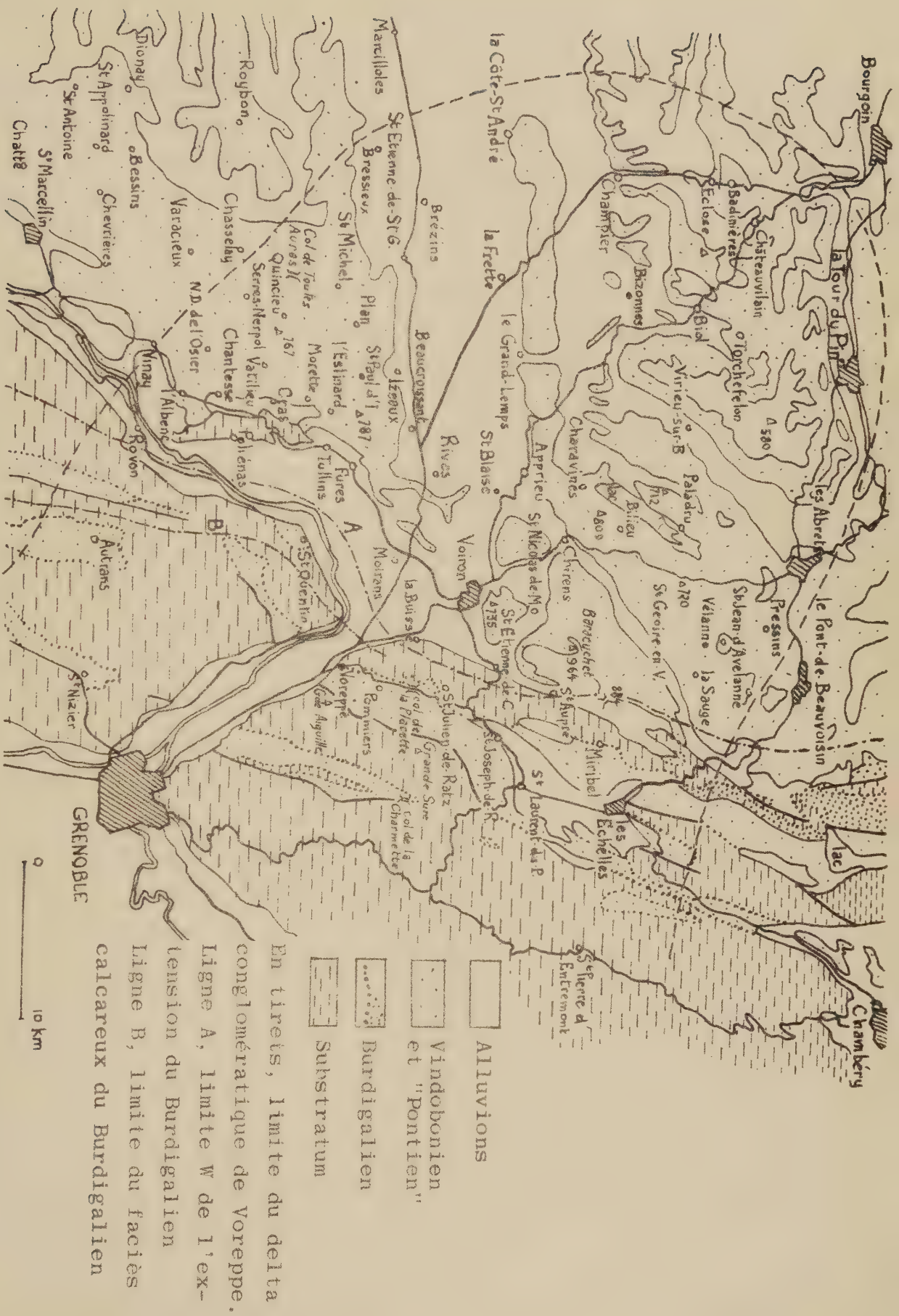


FIG. 19. Carte du Miocène du secteur de Voiron.

dans la masse même de la roche riche en galets ; la grésification est alors en général partielle. Ou bien il grésifie à petite échelle, dans les bancs plus ou moins lenticulaires dépourvus de galets : on a alors des miches ou des barres gréseuses souvent très dures, de 10 à 50 cm d'épaisseur et qui se suivent sur quelques mètres.

Les galets sont de taille variable : depuis le petit caillou de 1 cm jusqu'à de véritables blocs de plusieurs dizaines de cm. Leur degré d'usure est également très variable ; certains sont très arrondis ; d'autres le sont beaucoup moins et ne présentent que des angles et des arêtes émoussés. Pour les galets bien roulés l'indice d'aplatissement est, statistiquement, peu élevé. Au total il s'agit donc d'un stock de galets dont les caractéristiques morphologiques sont, pour un géologue familier du Miocène dauphinois, notablement différentes de celles des conglomérats pontiens. La même remarque avait été faite à propos des conglomérats de Nyons, d'âge Helvétien supérieur, par rapport aux conglomérats pontiens du plateau de Vinsobres. dans le bassin de Valréas.

La nature des galets elle-même est différente. Il sont en effet très polygéniques : on y reconnaît à peu près toutes les roches de la couverture mésozoïque alpine, surtout du Crétacé : calcaires sénoniens, urgoniens, néocomiens et tithoniques, grès verdâtres de l'Albien, grès éocènes. On y rencontre aussi, mais plus rarement, des cailloux de radiolarites, vertes ou plus souvent rouges ; elles proviendraient du Jurassique supérieur du Briançonnais. Beaucoup plus rarement on rencontre des galets de quartzites triasiques, des "roches vertes", des variolites, enfin des gneiss ou des roches granitiques très altérés ; une étude systématique de la nature et de l'origine de ces galets est à entreprendre. En particulier il sera intéressant de reconstituer l'histoire du décapage progressif de la couverture alpine au cours du Miocène (cf L. Moret, Géologie dauphinoise, p. 145-146).

Ces galets sont fréquemment et profondément impressionnés. Certains sont percés de lithophages, témoignant qu'il s'agit bien d'une formation conglomératique marine. Quelquefois même on trouve des huîtres, qu'on rapporte à Ostrea crassissima LMK, et des dents de Lamnides.

Une des caractéristiques sédimentologiques des conglomérats de Voreppe réside dans les spectaculaires phénomènes de stratification entrecroisée qu'ils présentent un peu partout. On les observe bien dans la muraille de la cascade de Guillencièrre, dans les parois du cours moyen du torrent de Voreppe, et dans les talus de la R.N. 520 au-dessus du hameau de la Malossanne. Les bancs conglomératiques recoupent suivant une surface de contact oblique et largement concave les strates sous-jacentes horizontales, lesquelles sont la plupart du temps dépourvues de galets. Cette stratification entrecroisée s'effectue à l'échelle de la dizaine de mètres, et aboutit souvent à une amplitude verticale du ravinement de plusieurs mètres. Dans un affleurement isolé ce phénomène donne l'impression d'une discordance. Il ne s'agit que d'une fausse discordance, due à l'alternance brutale, maintes fois répétée, de l'érosion par les courants et de la sédimentation grossière.

La masse des conglomérats de Voreppe est fréquemment entrecoupée de grandes lentilles de sables gréseux dont l'épaisseur peut atteindre une dizaine de mètres, et la longueur une centaine de mètres ou plus. Quant aux conglomérats eux-mêmes, si leur densité en galets paraît relativement constante, la taille moyenne de ceux-ci varie fréquemment d'un banc à l'autre. Au-dessus de la Malossanne alternent ainsi des bancs gréseux, des bancs à gros galets (de 12 cm), des bancs à petits galets (de 4 cm) etc ... Dans l'ensemble de la formation les phénomènes de "graded bedding" existent mais ne semblent pas spectaculaires. Il y aurait lieu toutefois d'en faire une étude, associée à une analyse séquentielle des rythmes de sédimentation.

Nous étudierons plus loin quelle est l'extension géographique exacte des conglomérats de Voreppe. Signalons dès maintenant cependant les principaux secteurs où ils existent. On les rencontre au N d'une ligne Lans - Autrans - couvent de Romeyère dans le Vercors (voir ante). Dans la Chartreuse, ils s'observent tout le long des synclinaux de la Monta et de Voreppe. On les retrouve vers Saint-Geoire-en-Valdaine, Chirens et Voiron, ainsi que vers Tullins et Notre Dame de l'Osier (voir carte FIG. 19).

Il ne nous reste plus -mais c'est la partie la plus délicate- qu'à établir comment, stratigraphiquement, ce puissant épandage conglomératique vient s'intercaler dans la série Miocène classique du Bas-Dauphiné.

Les coupes les plus intéressantes s'observent dans la région de Fures, Morette, Cras, Vatilieu, Notre Dame de l'Osier, ainsi qu'au N de l'Isère, dans le secteur de Saint Geoire en Valdaine.

Voici la coupe synthétique que l'on peut relever dans le secteur au N de Tullins (par la petite route vicinale ordinaire Tullins - l'Eslinard, par les chemins vicinaux ordinaires Tullins - Izeaux et Tullins - Beaucroissant, enfin par la R.D. 45 Fures - Rénage) ; dans l'ordre stratigraphique :

- 12 m, glaise pliocène à gros galets de quartzites (forme la butte du signal à l'altitude 787 m) ;
- 100 m environ, épais conglomérat à ciment marno-sableux ou sableux blanchâtre ou grisâtre ;
- 50 m, conglomérat sableux gris, avec bancs dépourvus de galets (hameau de l'Eslinard) ;
- 150 m, safres gréseux jaunâtres avec lits de galets souvent importants ;
- 175 m, conglomérat sablo-gréseux jaunâtre, avec bancs épais de sables gréseux sans galets ;
- sur 50 m, sables gréseux jaunâtres (Tullins, Fures) ;
épaisseur probable 120 à 150 m minimum.

On trouverait le substratum urgonien sous la plaine alluviale (altitude 180 m). Le pendage des couches est NW faible.

Entre Chantesse, Cras et Vatilieu une coupe schématique donne la succession suivante :

- sur 100 m, épais conglomérat à ciment sablo-marneux grisâtre ; il constitue la butte du signal (734 m) ; la base alterne avec des bancs de marnes blanches et grises ;
- 150 m environ, safre jaune plus ou moins grésifié avec quelques passées conglomératiques ;
- 150 m environ conglomérats sablo-gréseux (lacets juste au-dessus de Cras ;
- 150 m environ (jusqu'aux rochers urgoniens du massif de Poliénas) sables grisâtres.

La coupe suivante, de Vinay au Signal de Chambarrand, par le col de Cognet, Serres-Nerpol, Charpenay et Notre Dame de l'Osier, le long de la R.D. 22, est particulièrement nette et instructive :

- 15 m, glaise de Chambarrand pliocène formant la ligne de crête et constituant le signal coté 735 m ;
- 80 m environ, conglomérat polygénique (pendage 15° NW) dans un ensemble de sables marneux et de marnes claires. La base correspond au col de Toutes Aures ("Pontien") ;
- 30 m environ, marnes à bancs sableux, grisâtres. Au même niveau à 1,3 km au N du col de Toutes Aures, ancienne exploitation de lignite (Tortonien supérieur) ;
- 160 à 180 m, grande épaisseur de sables gréseux jaunâtres, jaune-rose ou grisâtre, siliceux, moyennement grossier par place, à stratification entrecroisée. Il renferme un gros banc de conglomérat dans le tiers supérieur. Miches et bancs gréseux. Forme de vastes affleurements vers le carrefour de la R.N. 518 - R.D. 22. Rares galets épars (Tortonien inférieur et Helvétien supérieur).
- 120 à 140 m, conglomérats épais dans un sable gréseux jaunâtre ou grisâtre. Des bancs dépourvus de galets. Ces conglomérats affleurent depuis le dessus de Serre-Nerpol jusqu'au carrefour de la route de Notre Dame de l'Osier (Helvétien supérieur pars et Helvétien moyen).

- 100 m environ; sables gréseux jaunâtres jusqu'au bas de Vinay (Helvétien moyen - inférieur) ;
- 150 m (?) ; de Vinay, le long du ruisseau, jusqu'aux berges de l'Isère, et au-delà jusqu'au contre-fort crétacé du Vercors, sables gréseux et marneux jaunâtres ou grisâtres (Helvétien inférieur).

Ainsi, depuis la région au N de Tullins, subsiste au milieu de la série miocène une forte épaisseur de conglomérats sablo-gréseux. D'abord reliés aux conglomérats du Miocène terminal par des sables gréseux encore pourvus de lits de galets, ils s'isolent progressivement vers le SW, comme une gigantesque lentille, au milieu d'un Vindobonien sablo-gréseux. La coupe précédente donne une image saisissante de cette succession conglomérats - sables - conglomérats - sables, due à la persistance d'une masse conglomératique médiane. Une coupe, parallèle à la précédente et passant par Notre Dame de l'Osier, la colline 545, la R.D. 145 et Quincieu, donne la même succession stratigraphique.

La masse conglomératique médiane forme dans toute la région une série de hauteurs qui interrompt de façon appréciable la pente générale du rebord du massif miocène ; on la suit depuis l'amont de Tullins jusqu'aux petites collines situées à 2 km en amont NNW du château de la Blache, près de Vinay, soit sur plus de 12 km de long. Elle n'est pas représentée sur l'ancienne feuille géologique Grenoble au 80 000e, sauf au N de Tullins. Par contre il semble bien qu'une grande partie des lambeaux figurés p¹a (c'est-à-dire glaise de Chambarand) dans la région de Vatilieu et de Notre-Dame de l'Osier résulte de la confusion avec elle.

Ces conglomérats intermédiaires forment probablement aussi, en avant des collines miocènes, le substratum du petit plateau glaciaire de la Bergerardière (546 m) au NW de l'Albenc.

Nous appellerons "conglomérats de Notre Dame de l'Osier" cette importante formation dont la position stratigraphique correspond à peu près au Vindobonien moyen. Il est difficile de la dater avec plus de précision quand on se sert uniquement des épaisseurs rela-

tives des couches encaissantes. Disons qu'en gros elle est située dans la moitié supérieure de l'Helvétien. C'est en somme, en plus épais, une formation comparable aux conglomérats de Nyons de l'Helvétien supérieur du bassin de Valréas.

Des coupes partielles entre Vinay et Chasselay, ainsi que l'examen des collines de part et d'autre du ruisseau de la Blache montrent la terminaison en biseau vers le SW des conglomérats de Notre Dame de l'Osier. Au petit hameau d'Esserva puis à la colline Debroyet (point coté 437) ils n'ont plus que 30 à 40 m d'épaisseur et s'intercalent de bancs sablo-gréseux. Une lentille isolée (épaisseur 20 m) s'observe encore au-dessus de Chatte.

A partir d'une ligne Varacieux - Saint-Marcellin la série miocène est redevenue presque "normale". Ainsi entre Bessins et Saint-Appolinard réapparaît sous sa lithologie typique, le faciès tortonien des sables à Nassa michaudi. On l'observe bien dans une petite carrière entamant le flanc W de la butte située à 700 m NE de Saint-Appolinard : sables gris à concrétions et nodules calcaireux passées grossières en poches, filets ferrugineux, plaquettes marneuses, débris de coquilles fluvio-lacustres. Néanmoins, certaines passées conglomératiques subsistent de temps en temps, soit dans les marnes fluvio-lacustres, soit dans le faciès hétérogène tortonien, soit même dans les sables vindoboniens. Ainsi la coupe faite depuis le plateau qui domine Dionay jusqu'à Chatte montre :

- 15 m ; argile rouge à gros galets de quartzites (glaise pliocène de Chambarrand), forme les hauteurs du point coté 622 ;
- sur 50 m, conglomérat polygénique dans un ciment marno-sableux - "Pontien".
- sur 40 m, marnes et marnes sableuses grises ; quelques lits de sables ou de galets ou de marnes ligniteuses. Ce niveau aurait fourni près de la Trappe de Chambarand Hipparion gracile et Dinotherium giganteum - Tortonien supérieur et fluvio-lacustre ;

- 5 m ; banc de conglomérat dans un liant marneux et sableux hétérogène (concrétions, lits ferrugineux) ; il coiffe la butte au N de Saint Appolinard ;
- 40 m ; sables hétérogènes tortoniens (faciès à Nassa michaudi) ; la base renferme des lits marneux et une passée conglomératique ;
- 50 m ; sables jaunâtres à miches gréseuses ;
- 20 m ; alternance de bancs de conglomérats et de bancs sablo-gréseux ;
- 60 m ; sables jaunâtres ; la base renferme des bancs gréseux qui avaient été exploités près du village de Chatte.

La coupe, masquée ensuite par les alluvions de l'Isère, se terminerait à Saint-Pierre de Cherennes sur les contreforts du Vercors ; d'où approximativement encore 250 à 350 m de sables marneux et de marnes bleues (marnes de Saint-Lattier). Cette région de Dior nay - Chevrières - Murinais forme une sorte de synclinal où sont bien développés les terrains du Miocène supérieur ; c'est le prolongement N du synclinal du Royans.

Vers l'W, l'énorme remplissage glaciaire de la plaine de Bièvre ne laisse à découvert que le tiers supérieur du Miocène. Néanmoins une coupe synthétique effectuée par Saint-Michel de Saint-Geoirs, Saint-Geoirs, et complétée à la base par le sondage de Bezins, permet de reconstituer la coupe suivante :

- 15 m ; glaise de Chambarand (lambeau formant le plateau des Arêtes à l'altitude de 767 m) ;
- 100 m environ ; conglomérat polygénique "pontien" à bancs marneux ;
- 30 m environ ; marnes et marnes sableuses fluvio-lacustres à niveaux ligniteux ; quelques bancs conglomératiques ;
- sur 50 m ; sables gréseux jaunâtres formant les deux vallons aboutissant à Saint-Geoirs ;
- lacune d'affleurement (Glaciaire) sur environ 120 m ; probablement sables gréseux plus ou moins marneux ;

- 35 m - marnes gréseuses grises ou jaunes ; quelques lits de galets ;
- 40 m - conglomérat polygénique ;
- 125 m - sables argileux et argiles sableuses grises ;
- 60 m - argiles sableuses plastiques.

Calcaire rauracien.

On retrouve la terminaison en lentille vers l'W des conglomérats de Notre Dame de l'Osier (40 m) en plein milieu d'une série marine vindobonienne sablo-gréso-marneuse d'environ 400-450 m.

Dans la région de Réaumont, Charnècles, Rives, les alluvions glaciaires masquent presque toute la série miocène. Néanmoins on peut constater qu'il existe, entre Moirans et Charnècles, c'est-à-dire topographiquement vers la base du Vindobonien, des bancs épais de sables gréseux sans galets. Au-dessus par contre (moyenne et haute vallée de Fures) on rencontre presque exclusivement des conglomérats (épaisseur 100 à 150 m). Ils sont dans le prolongement de ceux observés précédemment en amont de Tullins et sont par ailleurs bien en contre-bas des conglomérats "pontiens" formant vers le SW le haut plateau de Saint Paul d'Izeaux. On doit donc les considérer comme équivalents des conglomérats de Notre Dame de l'Osier. Au sommet du Vindobonien marin enfin (tranchée du chemin de fer près du château de Réaumont), on retrouve encore d'épais bancs de sables gréseux sans galets, montrant que dans cette région une puissante lentille conglomératique est bien encore intercalée au sein de l'étage. L'ensemble de la série miocène est affectée dans ce secteur d'un net pendage NW.

Plus loin vers l'W (Le Grand Lemps, La Cote Saint-André, Champier) le remplissage glaciaire de la plaine de Bièvre continue à masquer les 2/3 inférieurs de la série miocène. Mais le sondage de Champier en donne une bonne coupe :

- 60 m (pars), en affleurement : conglomérats polygéniques dans une marne sableuse ;
- 120 m - alternance de conglomérats et de bancs de marnes sableuses ou de grès ;

- 60 m - marnes sableuses jaunes ;
- 60 m - marnes sableuses jaunes ou gris bleu, plus marneuses localement, avec lits de conglomérats ;
- 270 m - marnes sableuses gris bleuté, à passées de sables marneux avec, vers les 2/3 de la formation, un banc de 4 m de galets polygéniques.

Il paraît donc que la série miocène reste envahie dans sa partie supérieure par le faciès conglomératique (correspondant en gros au Pontien et au Tortonien supérieur), comme dans le plateau de Saint-Michel de Saint Geoirs. De plus on note une subsistance de passées conglomératiques dans la partie supérieure du Vindobonien.

Dans le sondage de Bizonnes, situé plus à l'E, les masses conglomératiques sont plus importantes. Voici la coupe :

- 80 m (pars), en affleurement : conglomérat polygénique à ciment marneux et marno-sableux (en face, au plateau de Montrevel, leur épaisseur totale serait de près de 150 m) ;
- 20 m - conglomérat polygénique à ciment gréseux ;
- 27 m - marnes argileuses gris et gris bleuté ;
- 230 m - conglomérat polygénique à ciment gréseux, comprenant des passées de marnes argileuses gris ou jaunes ;
- 250 m - sables plus ou moins marneux jaunes.

On note l'augmentation de la lentille conglomératique dans le Vindobonien, qui envahit presque toute la moitié supérieure de l'étage. Elle arrive presque à rejoindre, vers le haut, les couches conglomératiques du Miocène supérieur, elles mêmes notablement épaissies ; chronostratigraphiquement ces dernières envahissent déjà probablement une bonne partie du Tortonien supérieur. Si bien que se trouve pratiquement réalisée une épaisseur continue d'environ 500 à 550 m de conglomérats (Helvétien supérieur - Tortonien-Pontien), le tiers inférieur seul du Miocène étant dépourvu de conglomérats.

La coupe de sondage de Biol, plus septentrional (il est situé entre Biol et Torchefelon), serait analogue, mais l'épaisseur relative des couches sablo-gréseuses inférieures devient déjà plus grande (350 m). Plus au N encore le sondage de la Tour-du-Pin situé à 1 km SW de la ville, montre seulement des intercalations conglomératiques dans le Vindobonien supérieur ; on peut en donner l'interprétation suivante :

- 100 m environ, en affleurement : conglomérats polygéniques à bancs marneux ou sablo-marneux ("Pontien") ;
- 30 à 40 m - marnes ligniteuses et sables gris (Tortonien supérieur, pars) ;
- 170 m - alternance de bancs de conglomérats à ciment gréseux gris et de niveaux sableux, gréseux ou marneux (Tortonien sup. et inf.) ;

- Hel-)
vétien) (
- 125 m - grès sableux fins, gris, avec quelques galets ;
 - 145 m - sables gréseux gris, fins, plus ou moins marneux ou à fines passées marneuses grises ;
 - 70 m - marnes gris ou gris bleu, finement sablo-gréseuses.

Ainsi se marque dans cette région la limite septentrionale de la province conglomératique de Voreppe" dont l'extrémité W, avons nous vu, passait un peu au-delà de Champier et de Brézins (voir carte FIG. 19).

A l'intérieur de ce périmètre, par contre, la prédominance des conglomérats est de plus en plus grande en direction de Voreppe.

Le sondage du lac de Paladru, situé près du village de Bilieu donne la succession suivante :

- 100 m minimum, en affleurement : conglomérat polygénique à ciment marno-sableux clair ;
 - 545 m - conglomérat polygénique à ciment marno-sableux jaunâtre, avec intercalations de marnes argileuses grisâtres ou jaunâtres ;
 - 160 m - grès sableux peu marneux ;
- Substratum de marnes argileuses oligocènes.

Ainsi c'est sur une épaisseur énorme (plus de 600 m) que s'entassent dans ce secteur les conglomérats miocènes : ils correspondent à toute la série, moins approximativement l'Helvétien inférieur.

Près du hameau de la Sauge, au NE de Saint-Geoire-en-Valdaine, on peut relever la coupe suivante, notamment le long de la R.D. 28 C :

- quelques mètres - glaise à galets de quartzite pliocène ; coiffe la colline cotée 640 m ;
- 120 m environ (pars) - conglomérat polygénique à ciment marno-sableux ;
- 30 m - conglomérat polygénique à ciment grés-marneux et bancs marneux ;
- 7 m - marne jaunâtre hétérogène et marne gris-bleu, à bancs grés-sableux jaune clair ; un banc de sable grossier à galets ;
- 9 m - sable gris jaunâtre assez grossier, à lits micacés rougeâtres, nodules marneux, galets épars ; c'est le faciès du Tortonien supérieur d'Heyrieux ;
- 45 m - conglomérat polygénique à bancs sablo-gréseux jaunâtre ;
- 6 m sable fin et sable marneux gris clair, micacés, à nodules et plaquettes de marne, facules et concrétions calcaireuses blanchâtres, minces lits rougeâtres (équivalent du Tortonien saumâtre à Nassa michaudi) ;
- 45 m - alternance de conglomérat polygénique dans un ciment gréseux et de sables jaunâtres à miches gréseuses ;
- 20 m - lacune d'affleurement ; semble correspondre, d'après l'examen des parois broussailleuses du ravin voisin à des conglomérats gréseux ;
- 35 m - alternance de conglomérats et de bancs grés-sableux jaunâtres ;
- 20 m - sables gréseux grisâtres ou jaunâtres, aux abords de Saint-Jean d'Avelanne.

Les deux derniers bancs conglomératiques et sableux correspondent latéralement à une masse de sables épaisse d'environ 60 à 100 m, qui, à Pressins, à 3 km de là, avait livré une faune marine tortonienne (voir plus loin : sables de Chimilin). On entre là dans le secteur Bourgoin - La Tour du Pin - Pont de Beauvoisin, qui sera étudié dans un chapitre ultérieur. Sous ces sables affleurent à Pont de Beauvoisin d'autres sables à faune helvétique. On peut alors interpréter et compléter la coupe précédente de cette façon :

- Conglomérats "pontiens" (pars) 80 m ;
- Tortonien supérieur fluviolacustre : conglomérats à bancs marneux : 80 m environ ;
- Tortonien saumâtre faciès Heyrieux (15 m) avec une énorme intercalation conglomératique (45 m) ;
- conglomérats et sables gréseux (45 m) ;)
- conglomérats à bancs gréseux (55 m) ; correspond- (Tortonien
pondent latéralement à la partie supérieure (marin
des sables de Chimilin ;)
- sables de Chimilin (60 m) ;
- sables helvétiques de Pont de Beauvoisin : environ 300 à 350 m ;
- molasse burdigalienne (La Budoire) 30 m.

L'intérêt de cette coupe est de montrer les alternances de bancs conglomératiques dans la partie supérieure du Tortonien seulement, le reste de la série en étant dépourvu. Il faut toutefois remarquer que cette coupe s'étend sur plusieurs km, ce qui décale les observations tout au long de la série stratigraphique. Néanmoins l'examen de la région de Saint Bueil semble bien montrer que la disparition progressive des masses conglomératiques s'effectue plutôt par le haut de la série miocène ; elles ne subsistent pas dans la partie médiane du Vindobonien comme c'est le cas vers l'W (Bizannes, Brézins) et vers le SW (Notre Dame de l'Osier).

Quoiqu'il en soit, l'étude systématique des coupes précédentes aidée par l'examen des sondages, permet de se faire maintenant une idée plus précise de l'importance des conglomérats de Voreppe. Stratigraphiquement il est établi qu'ils correspondent à l'addition de deux masses conglomératiques majeures : l'une fluviolacustre "pontienne" qui envahit progressivement par sa base les couches correspondant au Tortonien ; l'autre, marine, d'âge approximatif Helvétien supérieur, qui envahit progressivement par le milieu la série vindobonienne (voir diagramme FIG. 22). Paléogéographiquement enfin (voir cartes FIG. 19), l'extension des conglomérats de Voreppe correspond à un périmètre Les Echelles, la Tour du Pin, Eclose, la Côte Saint-André, Bressieux, Varacieux, Vinay, Lans-en-Vercors. La coupe FIG. 17 donne une coupe transversale du synclinal molassique de Voreppe à 1,5 km au N du col de la Placette. Nous avons déjà insisté sur le peu d'épaisseur des sables gréseux vindoboniens (30 m) à la base de la série, au-dessus d'un Burdigalien réduit. Le contact anormal avec le Jurassique supérieur du massif de la Grande Sure se situe vers 1300 m d'altitude. Le pendage des conglomérats est subhorizontal, légèrement E en général. Leur épaisseur, bien que difficile à estimer doit atteindre 800 m. Un niveau de lignite, dans des marnes sableuses intercalées dans la masse conglomératique, était jadis exploitée à Pommier. La base de cette formation avait livré Potamides papaveraceus BAST. et Potamides bidentatus LMK, espèces tortoniennes des régions provençales. Les Cérithes remplaceraient dans le secteur de Voreppe les Nassa michaudi des collines du Bas-Dauphiné occidental ; elles indiquent pareillement un faciès milittoral mi-lagunaire, que confirme le voisinage du lignite. Bien qu'il soit arbitraire de se fier, pour établir des faits stratigraphiques, sur ces deux seules espèces, on peut avancer que les marnes de Pommiers équivaudraient au Tortonien moyen saumâtre. Les 350 à 400 m d'assises sous-jacentes représenteraient alors l'Helvétien et peut-être une petite partie du Tortonien inférieur. Les 500 m supérieurs correspondraient au Tortonien supérieur et au Pontien.

Cette interprétation a l'avantage de coïncider avec les observations et les coupes faites dans les régions avoisinantes (voir ante) : l'attribution au Tortonien des marnes à Cérithes et à lignite de Pommiers établit en effet une coupure entre deux grands ensembles conglomératiques : l'un Helvétien supérieur homologues des conglomérats de Notre Dame de l'Osier ; l'autre Pontien, d'extension générale. Une seule nouveauté réside dans la grande épaisseur (500 m) des conglomérats supérieurs. Mais nous verrons que non loin de là (plateaux de la Tour du Pin), une sédimentation pareillement intense se marque à la fin du Miocène. Enfin signalons que les conglomérats de Valensole (voir 5e partie) d'âge Pontien et Pliocène, dépassent 1000 m d'épaisseur.

4e CHAPITRE

LE LYONNAIS ET LES COMMUNICATIONS AVEC LA BRESSE

La région lyonnaise possède, en ce qui concerne la nature des terrains "de la molasse" une certaine individualité par rapport au reste du Bas-Dauphiné. Elle pose de plus le problème des influences marines septentrionales dans la Bresse.

On peut conventionnellement limiter ce secteur à une ligne Vienne - La Verpillière, passant par la vallée de la Véga. Cette délimitation correspond en gros au seuil "Vienne - Chamagnieu". A l'extrémité du Jura tabulaire de l'Ile Crémieu, le cristallin ressort en effet sous le Lias, à moins de 30 km à vol d'oiseau du granite du Massif Central. La région de Saint Quentin Fallavier voit également affleurer, sous le Miocène, le Jurassique moyen et le Lias. Si bien que se trouve dessiner ainsi un bassin miocène dont les affleurements se suivent jusqu'à Lyon, et, par dessous la Bresse, jusque sur la bordure sud-occidentale du Jura.

La série stratigraphique du Miocène lyonnais et sa faune sont bien connues depuis longtemps (Sajon, Fontannes, Depéret, Roman, etc ...).

Récemment, à l'occasion, entre autres, des campagnes pour le levé de la feuille Givors au 50 000e, de nouvelles et intéressantes observations ont été faites par l'équipe de Lyon (H. Gauthier, L. David). Aussi me bornerai-je à citer la succession des faciès en insistant sur les corrélations avec le Miocène du Bas-Dauphiné.

Paragraphe 1 : Les sables helvétiques

Sous son important comblement alluvial et glaciaire, le bassin lyonnais possède un substratum de sables gréseux et marneux helvétiques, qui viennent à l'affleurement sur les flancs des

vallées ; ils reposent en général sur un Oligocène conglomératique lequel est discordant sur le Lias, le Houiller ou le Cristallin.

Il est difficile de juger de l'épaisseur de ces sables helvétiens ; mais les nombreux sondages effectués depuis longtemps déjà pour la délimitation du bassin houiller du lyonnais, permettent d'en avoir une bonne idée. Sur le bord W du bassin, les épaisseurs de "molasse" sont faibles, mais sitôt qu'on s'en écarte elles atteignent plus de 100 mètres. Dans le milieu du bassin l'épaisseur est à peu près constante, et se tient vers 200-250 m, au plus 300 m. Le fond du bassin forme une sorte de cuvette dont la surface, irrégulière dans le détail, reste en moyenne à peu près au niveau actuel de la mer. Les terrains oligocènes sous-jacents (marnes, sables et surtout conglomérats), bien que peu épais, ont en quelque sorte comblé et nivelé le bassin lyonnais avant le dépôt des sables miocènes. Dans le Bas-Dauphiné par contre le comblement oligocène est à la fois plus épais et plus irrégulier : les bancs calcaires du Jurassique supérieur arrivent à pointer directement sous le Miocène.

Le faciès des sables helvétiens du Lyonnais est, en général, de type banal : sables jaunâtres, grisâtres parfois, peu marneux, plus ou moins grossiers par lits. Ils grésifient irrégulièrement, en bancs ou miches aux formes capricieuses. Parfois les lits gréseux sont très sinueux et contournés (Bérardier, Balme de Saint-Fons), et même disposés "en oignon" : la grésification s'effectue alors en lits minces disposés suivant une sphère plus ou moins complète.

Fréquemment toutefois ces sables gréseux présentent un faciès grossier et fossilifère, analogue aux sables de Montchenu ou du Moulin à Vent. Le gisement des Balmes de Saint-Fons en donne un bon aperçu, mais la base de l'escarpement, qui comprenait les lits fossilifères, est maintenant masqué par la route et les jardins. Le type des "sables de Saint-Fons" peut actuellement être pris dans la coupe des Guillemottes (faubourg NE de Vienne, route de Serpaise). Les bancs sableux grossiers, visibles sur une quinzaine

de mètres d'épaisseur, grésifient fréquemment en plaques couvertes de bryozoaires. La liste des espèces des sables de Saint-Fons a déjà été donnée de façon méticuleuse par les anciens auteurs.

Je me bornerai à citer les principales espèces : bryozoaires nombreux, valves de balanes, dents de Lamnides, Terebratulina calathiscus FISCH., petits Thécidides (dont Lacazella), Patella, Lima squamosa LMK., Chlamys gentoni FONT., Chlamys multistriata POLI, Ostrea digitalina DUB., pinces de Portunus, etc ... On y a également récolté des ossements d'Hypparion gracile KAUP., ce qui à l'époque (Depéret 1893) avait paru étonnant, ce fossile ayant été réputé exclusif du "Pontien" continental.

A Lyon, une faune analogue, plus riche d'ailleurs, avait été jadis trouvée dans la ville même au Jardin des Plantes et au Funiculaire de la Croix Rousse (voir plus loin).

Paragraphe 2 : Les sables d'Heyrieux =====

Au-dessus des sables helvétiques affleurent de façon générale dans le Lyonnais le faciès des sables à Nassa michaudi. Je l'avais déjà cité dans plusieurs secteurs du Bas-Dauphiné, où en particulier il est constant dans sa partie septentrionale (entre les vallées de la Gère et de la Véga).

La carrière de Compagnon, située au hameau de Rayat, entre Heyrieux et Saint-Pierre de Chandieu, avait été choisie par Depéret comme topotype de la formation ; elle est maintenant inaccessible. On peut la remplacer par une carrière actuellement en bon état et bien caractéristique, située entre le carrefour Lafayette et le village de Saint-Just-Chaleysin. Elle m'a été indiquée par L. David. On y accède par la R.D. 36, puis au N immédiat du petit ruisseau de Cesange, par un chemin au NE de la route.

La coupe est la suivante, dans l'ordre de superposition :

- 6 m - sable gris sale, à stratification entrecroisée, rares galets épars ;

- 1,8 m - sable gris hétérogène, à stratification entrecroisée et confuse, blocs de marnes claires, lits de cailloux et petits galets, plaquettes de marnes, aétites, bois ferrugineux rougeâtres ;
- 2,5 m - sables assez grossiers, gris sale, à passées rous-
ses, à stratification entrecroisée.

Ce gisement fournit un bon type des "sables à Nassa michaudi" pour tout le Lyonnais et la Bas-Dauphiné ; les Nasses sont fréquentes dans le niveau intermédiaires, souvent groupées par nids. Les blocs et galets de marnes renferment très fréquemment des coquilles fluviolacustres très fragiles : Helix delphinensis FONT., Helix sp., Planorbis heriacensis FONT., Limnea sp., etc ... Certains blocs de marnes (l'un mesure 40 cm de haut et 70 cm de large) montrent des traces verticales de racines et paraissent en place dans le sable.

Les anciens géologues avaient schématisé la localisation topographique de cette formation ("zone" à Nassa michaudi) en lui attribuant à priori une cote d'affleurement constante, qui suivait les courbes de niveau. A la vérité il n'en est rien et, récemment, H. Gauthier et L. David (1960) ont montré que, comme pour le Bas-Dauphiné, l'altitude des sables à Nassa michaudi pouvait varier. De toute façon leur épaisseur est faible, en général entre 12 et 20 m.

J'ai déjà examiné dans le chapitre précédent la question de l'âge des sables à Nassa michaudi : il n'y a aucune raison de continuer à les baptiser "Pontien" alors qu'ils sont, d'après les arguments stratigraphiques et paléontologiques, l'équivalent des couches de la partie supérieure du Tortonien marin des régions rhodaniennes plus méridionales. Il est par ailleurs difficile, stratigraphiquement, de les distinguer des sables de Tersanne : c'est une seule et même formation où les multiples vicissitudes des conditions paléogéographiques ont différencié par place des faciès littoraux (exemple : région de Tersanne, de Chimilin), par place des faciès saumâtres (Lyonnais, N et S du Bas-Dauphiné, et

S

N

Crest

Romans-sur-Isère

Tersanne

Beaufort

Heyrieux



Fig. 20. Coupe montrant les relations latérales et verticales des formations du Miocène dans la partie W des collines molassiques du Bas-Dauphiné et la transgression progressive en direction du Lyonnais.

Tortonien inférieur

d'autres secteurs épars). Ainsi, si, à première vue les gisements de Tersanne et de Lafayette paraissent assez différents l'un de l'autre - ce qui est exact au point de vue des conditions de sédimentation - ils sont, dans la pratique, stratigraphiquement équivalents.

Paragraphe 3 : Faciès particuliers des sables vindoboniens du Lyonnais =====

Je groupe sous cette rubrique trois particularités faciologiques que peuvent montrer les sables vindoboniens dans le Lyonnais.

- a - faciès littoraux de côte rocheuse

A la périphérie du bassin lyonnais le contact du Miocène avec son substratum est en général irrégulier et montre une topographie littorale de côte rocheuse. Au N de Lyon, en amont du Pont de Collonges et au niveau de la vallée du Rhône, un lambeau de calcaires sinémuriens présente des marques d'érosion marine très nette : surface abrasée, perforations de lithophages. A Lyon même on a déjà signalé, en contre-bas des pentes granitiques, des blocs de granite emballés dans un grès grossier à faune littorale helvétique : il s'agit d'une falaise fossile (Croix Rousse, gare Saint-Paul).

Près de Vienne, dans les pentes bordant la petite route montant au N de Pont-Evêque vers le plateau des Guillemotes, L. David a récemment décrit un site de falaise fossile d'une admirable fraîcheur. Les sables helvétiques s'adossent à une paroi granitique usée et patinée sur laquelle sont encore fixées des balanes. A 500 m en avant de cette falaise, un pointement rocheux de granite, haut de 6-7 m, isolé au milieu des champs sableux et aux parois lisses et abrasées, correspond probablement à un ancien rocher miocène isolé de la côte granitique. La paléostructure de cette région au Miocène n'est pas sans évoquer celle des côtes bretonnes actuelles.

Dans tout ce secteur E du massif cristallin du Viennois, la topographie du contact Miocène / substratum est très irrégulière: on recoupe sur une même horizontale tantôt des affleurements de sables gréseux helvétiques, tantôt des mamelons granitiques. Le paléorelief observable à Pont-Evêque correspond d'ailleurs, ainsi que l'a montré L. David, à un ancien thalweg fossile, datant de la période continentale ante-miocène ; son amont était situé dans le massif cristallin viennois, son aval vers l'E, à l'inverse de l'actuelle vallée de la Véga qui coule sur le même emplacement.

Cette disposition rappelle, dans le massif de la forêt de Marsanne (voir 2e partie), le ria helvétique de Condillac, héritage d'un ancien réseau hydrographique antémiocène. Nous retrouverons dans le bassin d'Avignon des témoins encore plus importants de cette vieille structure antémiocène qui a marqué le sillon rhodanien sur toute sa longueur.

- b - Faciès grossier granitique du type Saint-Barthélémy

On retrouve dans le Lyonnais le faciès des sables grossiers à éléments du Massif Central que j'avais signalé dans le Bas-Dauphiné. Le faciès gîte de Bérardier est d'ailleurs situé à la limite S du Lyonnais.

On le rencontre bien net sur la bordure N du massif de Vienne au sommet de la coupe des Guillemottes. Au-dessus des sables de Saint-Fons cités précédemment s'observent 8 à 10 m de sables graveleux à lits de cailloux et de galets : éléments de roches diverses, dont des galets de granite, et où prédominent les gros grains de quartz.

A Solaise, à l'extrême base de la balastière, sous les alluvions fluviatiles et glaciaires, on revoit, sur quelques mètres, un sable grossier et caillouteux avec éléments de quartz, de gneiss, de granite, de chloritoschistes. On y a cité de très rares Nassa michaudi et un échantillon d'Arca : cela prouve une fois de plus que ces intrications d'origines fluviatiles et granitiques peuvent se produire dans la série marine elle-même, indépendamment des conglomérats "pontiens".

A 1 km au S de Saint-Symphorien on retrouve, sur les mica-schistes, le même sable graveleux roussâtre, surmonté de safres gris de faciès banal.

Du seul fait de leur lithofaciès grossier et pratiquement azoïque, ces sables graveleux et granitiques étaient considérés par les anciens géologues comme du "Pontien". Ils entendaient par là l'équivalent soit des sables à Nassa michaudi (Tortonien inférieur ou moyen marin) soit des faciès fluvio-lacustres qui les surmontent (Tortonien supérieur), soit des conglomérats terminaux ("Pontien") (1). Or il paraît bien que, quand on peut juger convenablement de la position stratigraphique de ces sables graveleux, on les trouve fréquemment inclus dans la "molasse marine", associés même à des bancs fossilifères, et non seulement dans une formation attribuable au Miocène supérieur et continental. Personnellement je les considère comme intercalés à des hauteurs variables au sein du Vindobonien. C'était déjà le cas des sables graveleux à galets de quartz de Saint Barthélémy de Vals dans le Bas-Dauphiné, si typiques et si développés. Mais comme, sur la bordure W des bassins lyonnais et dauphinois, les couches supérieures du Miocène ont été presque partout érodées, il est possible que des venues granitiques centraliennes y aient été également intercalées, les témoins de ces assises étant insuffisants pour nous permettre de l'affirmer.

- c - faciès des sables à plaquettes marneuses

En bien des points du Lyonnais, ainsi que d'ailleurs dans le Bas-Dauphiné, les sables gréseux helvétiques renferment fréquemment de nombreuses plaquettes de marne remaniée, de forme plate et à bords non usés. Il y a lieu de les différencier d'avec les blocs ou nodules marneux qui, dans les sables à Nassa michaudi, renferment souvent des débris d'Helix. On les trouve autant dans les

(1) Je rappelle que, si je continue pour la commodité de l'exposé à employer le mot de "Pontien", en le mettant entre guillemets, j'examinerai dans la dernière partie de ce travail ce qu'il faut penser de la signification de ce terme, et que je serai amené à en condamner l'emploi.

formations marines que dans les couches saumâtres ou fluvio-lacustres. Elles sont la plupart du temps éparses dans les sables, mais elles s'entassent quelquefois en une quantité telle qu'elles deviennent jointives.

La tranchée des Balmes de Saint-Fons en donne des exemples spectaculaires ; ces plaquettes marneuses montrent une nette disposition à s'accumuler dans de vastes poches de plusieurs mètres cubes creusées dans les strates sous jacentes.

Il s'agit probablement du démantèlement et du remaniement, lors d'une reprise d'activité de certains courants littoraux, de minces dépôts vaseux temporaires formés dans des golfes ou des estuaires calmes. Nous retrouvons ce phénomène dans le Comtat Venaissin.

Paragraphe 4 : Les sables et marnes fluvio-lacustres

=====

Au-dessus des sables à Nassa michaudi s'observe, dans le Lyonnais, la même formation que dans le Bas-Dauphiné. Ce sont des sables gris, fins, à lits parfois partiellement gréseux ; il se mêlent, notamment à la base, de marnes blanchâtres ou grisâtres à passées ligniteuses ; ils renferment quelques rares et fragiles coquilles d'eau douce, dont : Helix delphinensis FONT., et Planorbis hieracensis FONT. On y a trouvé aussi des ossements d'Hipparion gracile. A la Croix-Rousse, une faune de mammifères a été découverte, dans un banc de marnes vertes ou blanches intercalées dans le haut de la formation et associées à des lits de galets. On peut citer : Tragocerus amaltheus (ROTH et WAGNER), Hyaemoschus jourdani DEPERET, Castor (Steneofiber) joegeri (KAUP).

L'épaisseur de la formation demeure la même que dans le Bas-Dauphiné, environ une centaine de mètres. Elle se suit en continuité avec cette dernière et on doit pareillement lui attribuer un âge Tortonien supérieur.

Les conglomérats "pontiens" ne sont pas représentés dans le Lyonnais du fait de l'érosion quaternaire. Nous les avons rencontrés, non loin, de l'autre côté de la vallée de la Véga vers Saint-Georges et Diemoz.

Paragraphe 5 : Les communications avec la Bresse

=====

La dénomination Bresse est prise dans son sens large, c'est-à-dire groupant également la basse vallée de l'Ain et la région des Dombes.

Les sondages ont traversé à l'ENE de Lyon le Miocène en divers points: à Neyron sur 58 m, à Miribel-Marlieux, à Jouage (60 m sous 130 m de Pliocène lacustre), à Balan (228 m, sous 40 m de Pliocène lacustre), à Anthon (160 m), à Saint Maurice de Gourdan (280 m). Ce sont des sables gris ou jaunâtres gréseux dont le mieux qu'on puisse dire est qu'ils sont vindoboniens.

Au N de Tignieu on ne voit plus en affleurement de sables miocènes, recouverts qu'ils sont par le Pliocène, et les alluvions quaternaires (glaciaires, fluviatiles, loess). Si bien qu'un grand hiatus d'observation existe entre le Lyonnais et la bordure Bresse - Jura, où le Miocène affleure de nouveau isolément. C'est ce qui a longtemps fait douter de l'existence, pourtant manifeste, de Miocène marin dans la plaine bressanne. La question a été récemment reprise dans le cadre d'une étude générale du Tertiaire de la Bresse (Lefavrais-Raymond, thèse Paris et 1954, et 1961). Je crois bon toutefois de citer l'essentiel de ce qui concerne le Miocène de cette région comparativement à celui du Bas-Dauphiné.

- a - Le Vindobonien marin

Depéret (1893) considérait que la transgression marine vindobonienne n'avait pas dépassé vers le N la région de Lyon. Pourtant au N immédiat de Jujurieux (Ain) affleurent contre la bordure déversée du Jura des sables miocènes marins, mis en évidence par Boistel (1898). Ce sont des sables fins, jaunâtres ou bleuâtres, micacés. Ils renferment des lits de galets marneux, comme dans le Vindobonien du Bas-Dauphiné, et également quelques galets polygéniques. Ils ont livré une faune, sinon riche, du moins typiquement marine : Ancillaria glandiformis LINNE, Nassa aff. falsani F. et F., Trochus sp., Murex sp., Arca turonica DUJ., Ostrea aff. gingensis HORN, Ostrea aff. digitalina HORN., valves de balanes,

dents de poissons ; Falsan cite non loin de là des dents de Squalidés. S'y trouvaient associées des coquilles d'Helix delphinensis FONT. et d'Helix escoffierae FONT.

Ces sables, qu'il est commode d'appeler "sables de Jujurieux" sont épais d'une vingtaine de mètres. D'après la nature de leur faune, ils sont assimilables plutôt au Tortonien de Tersanne ou de Chimilin qu'à l'Helvétien de Saint-Fons ou de Montchenu. Ils sont de plus compris entre deux formations, l'une inférieure sablo-gréseuse, l'autre supérieure marno-ligniteuse. La première affleure sur la rive N du ruisseau de l'Ecotay, derrière le lieu-dit La Route, sur une épaisseur d'environ 120-140 m (sables gréseux de l'Ecotay). On la retrouve à la base du coteau du bois de Fayat. Ce sont des sables gréseux jaunes, monotones, azoïques, avec bancs marneux intercalés. En profondeur leur teinte est gris-bleu. Ils sont assimilables à l'Helvétien. Quant à la formation qui surmonte les sables tortoniens fossilifères de Jujurieux, elle affleure fréquemment dans la région : ce sont des marnes sableuses et ligniteuses fluviolacustres (voir plus loin).

D'anciennes citations repoussent encore plus loin vers le N la présence de Miocène marin. On a récolté en effet à Coligny et à Bletterans des dents de Squalidés (Ogerien 1867, Tardy 1882).

Récemment, l'étude détaillée des sondages de la Bresse (Lefavrais-Raymond) a montré, sous le Pliocène de la Bresse la présence de Miocène surmontant un Oligocène extrêmement épais (jusqu'à 1000 m). Le Miocène comporte des sables gréseux, soit fins, soit grossiers, avec des lits de galets ou de marnes, et des conglomérats (16 m à Ratte). Une étude micrographique y a révélé la présence d'une microfaune marine, avec Lagena, Nonion, Elphidium, Bulimina, Bolivina, Rotalia, Eponides, Discorbis, Globigerina, Cibicides, etc ... Cette association, jointe à la rareté relative des individus et à leur petitesse, caractérise un milieu mi-marin mi-saumâtre, où les influences marines franches étaient épisodiques. Ce Miocène marin est peu épais : 1,2 m à Vincelles, 27 m. à Ratte, 13 m à Courlans. Il est arbitraire de préciser son âge

exact, mais étant donné les observations faites en affleurement il ne peut s'agir que d'Helvétien supérieur ou de Tortonien inférieur. Dans ces mêmes sondages, des couches fluviolacustres épaisses surmontent ce Miocène marin (voir plus loin : Miocène supérieur).

Ainsi donc les influences marines dans le Miocène se manifestent fort loin au N de Lyon, puisqu'elles dépassent la latitude de Lons-le-Saunier. Il s'agit à la vérité d'une transgression timide, d'une ultime poussée de la mer rhodanienne vers l'ancienne fosse oligocène comblée, transgression vite remplacée par des faciès fluviolacustres. On est là à plus de 350 km du littoral actuel de la Méditerranée. L'âge de cette transgression correspond au Vindobonien, mais probablement assez tardif, et de durée assez brève. Cela s'inscrit bien dans le tableau général de la marche de la transgression progressive du Miocène vers le N. La mer burgundienne reste en effet cantonnée dans un arc périalpin qui s'infléchit progressivement vers le NE à partir du bassin de Crest. L'Helvétien inférieur par contre pénètre largement dans le Bas-Dauphiné. Dans le Lyonnais déjà l'Helvétien est moins épais. Sous la Bresse enfin, se déposent des formations marines correspondant seulement à l'Helvétien supérieur et au Tortonien inférieur. On peut néanmoins parler d'un "golfe bressan miocène", mais dont les communications restent hypothétiques vers l'E en direction du bassin helvétique. Nous reviendrons plus loin sur cette question.

- b - Le Miocène fluviolacustre

Quelques lambeaux de Miocène continental existent le long du Jura de Crémieux : entre Crémieux et Saint-Romain ; plus au N, au hameau de Saint-Etienne, près d'Hières-sur-Amby. Ce sont des marnes claires à lits sableux, azoïques.

Plus au N les affleurements sont presque continus entre Ambérieu, Jujurieux et Mérignat, sur la rive E de l'Ain, sur une longueur de 15 km.

En face, sur la rive W, ils s'observent entre Priay et Druillat. Un lambeau isolé se retrouve au hameau de Soblay un peu plus au N. La formation est épaisse de 40 à 70 m. Ce sont des marnes grises, fines, à bancs ligniteux fréquents. Ces "marnes de Soblay" sont également fossilifères près de Varambon, village situé à 1,5 km SW de Pont d'Ain. Elles renferment une faune lacustre : Helix delphinensis FONT., Helix chaixi MICH., Planorbis hieracensis FONT., Zonites coulonjoni MICH., Valvata helicina FONT., Bithynia leberonensis F. et T., etc ... En quelques points ont été trouvés des ossements de : Hipparion gracile KAUP., Mastodon turricensis SCHINZ., Dinotherium giganteum KAUP., Sus major GERVAIS, Rhinoceros schleiermacheri KAUP., Tragocerus amaltheus (ROTH. et WAGENER), Gazella deperdita GERVAIS; Cervus matheroni GERV. La partie terminale de la formation s'observe au SE d'Ambérieu et à Bettant : marnes jaunâtres ou rouges, tufs, conglomérats à galets cailloux et blocs calcaires, avec Helix delphinensis FONT., Zonites coulonjoni MICH.

Beaucoup plus au N, d'autres affleurements montrent des faciès et des faunes identiques, également en bordure du Jura, à une douzaine de km au S de Lons-le-Saunier : ce sont, entre les villages de Saint-Agnès et de Vercia, des marnes grises analogues à lignite et coquilles fluviolacustres (marnes de Vercia).

Dans les sondages on retrouve, sur le Vindobonien peu épais, un Miocène supérieur continental assez épais (Lefavrais - Raymond 1961) : à Vincelles 65 m de marnes et calcaires marneux à Limnea bouilleti FONT., Planorbis umbilicatus LOCARD., Planorbis submarginatus MICHAUD, Planorbis hieracensis FONT., Cypris abondants. A Ratté 170 m de marnes avec quelques galets, et, à la base des lits de lignite à Bithynia leberonensis F. et T., Valvata helicina FONT., Nematurella lugdunensis TOURN., Planorbis thiollierei MICHAUD. A Courlans 10 m de calcaires et marnes calcaires à Limnea hieracensis FONT., Planorbis et Chara.

Ainsi la succession des formations marines et fluviolacustres du Miocène bressan concorde parfaitement avec la série que l'on peut étudier en affleurement dans la région de Pont d'Ain -

Jujurieux. Les formations marneuses et ligniteuses à faune fluvio-lacustre sont en tous points (lithofaciès, faune, position stratigraphique) comparables à celles décrites précédemment dans le Bas-Dauphiné et le Lyonnais. Situées à Jujurieux au-dessus d'un Tortonien littoral fossilifère, on peut les dater comme Tortonien supérieur, peut être aussi à une partie du "Pontien" ; j'entends par là qu'il est probable qu'elles correspondent à toute la fin du cycle Miocène et pas seulement au Tortonien supérieur. La nappe de conglomérats à galets polygéniques impressionnés du "Pontien" du Dauphiné est en effet essentiellement d'origine alpine. On doit donc s'attendre à ne pas la retrouver sur la bordure jurassienne, où il est normal qu'une sédimentation marneuse lacustre se soit manifestée seule jusqu'à la fin du Miocène.

La grande épaisseur de la formation à Ratte (170 m) donnerait dans ce sens. De plus dans la coupe de ce sondage, citée par Mme Lefavrais, on distingue deux ensembles très nets. A la base, 54 m de marnes grises avec bancs plus sableux, nombreuses passées de lignite, et faune fluvio-lacustre abondante ; on aurait là l'équivalent exact des couches marno-ligniteuses à faune fluvio-lacustre du Tortonien supérieur du Bas-Dauphiné. Au-dessus, 118 m de marne grise azoïque, quelquefois grumeleuse et à concrétions calcaires avec passées plus argileuses ou par contre plus marno-calcaires, et lentilles de sable pur : cette formation équivaudrait au conglomérat "Pontien" du Bas-Dauphiné.

A Courlans, on aurait seulement à faire à la base des formations fluvio-lacustres du Tortonien supérieur. A Vincelles, on aurait l'ensemble de celles-ci (65 m).

Le tableau ci-dessous résume l'interprétation des relations stratigraphiques pour les formations miocènes de la Bresse ; tient compte des résultats d'ensemble tirés de l'étude de la stratigraphie et de la faune du Miocène rhodanien, contexte général dont on ne pourrait l'isoler sans risquer de commettre certaines erreurs :

en sondage :	en affleurement :	Position stratigraphique dans le cadre du Miocène rhodanien
marnes supérieures du sondage de Ratte (118 m)		"Pontien"
marnes et sables lacustres fossilifères : à lignite, des sondages de Vincelles, Ratte et Courlans (60 m)	marnes lacustres fossilifères, à lignite, de Soblay et de Vercia (60 m)	Tortonien supérieur fluvio-lacustre
sables et conglomérats à petite micro-faune marine des sondages de Vincelle, Ratte et Courlans (2 à 27 m)	sables littoraux fossilifères de Jujurieux (20 m) sables gréseux jaunâtres de l'Ecotay (140 m)	Tortonien inférieur marin Helvétien (supérieur)

Paragraphe 5 : Le Jura méridional était-il émergé ?

=====

Le Jura tabulaire de "l'île Crémieu", de forme triangulaire, est délimité au NW par la branche SW-NE de la vallée du Rhône qui le sépare du Lyonnais et de la Bresse, au NE par la branche NW-SE de la même vallée du Rhône qui le sépare du Jura méridional, au SE par divers petits ruisseaux et canaux qui le séparent du Miocène de la Tour-du-Pin. Son extrémité SW forme une pointe marquée par le cristallin de Chamagneux, pointe qui se prolonge au S de la plaine du Catelan par le Lias de Saint-Quentin-Fallavier et le Dogger de l'Isle-d'Albeau, Saint-Alban et Vaux-Milieu. Entre Salagnon et Morestel, le Jurassique supérieur montre également de nombreux pointements assez loin vers le S, jusque près de Vignieu.

La plupart de ces avancées du substratum antémiocène voisinent avec des affleurements de "molasse", quelquefois en contact direct, (vallon de la Fuly au S de Saint-Quentin, coteau de la Verpillière, région de Sermerieu). Or les couches miocènes qui les constituent sont stratigraphiquement élevées (Fontannes, 1875) : il s'agit de sables à Nassa michaudi (La Fuly, La Verpillière) ou des sables et marnes fluvio-lacustres (hameau Saint-Bonnet, région de Sérmerieu). De plus dans le secteur de la Fuly, La Verpillière et Saint-Bonnet, le Miocène s'adosse nettement aux irrégularités du substratum. Fontannes (Etudes T.I, 1875) l'avait déjà bien établi. Cet argument, joint au fait que les reliefs du Jurassique dans la région de Panossas, Moras, etc ..., atteignent et même dépassent 400 m d'altitude, laisse supposer que cette région devait être émergée au Miocène.

On peut considérer qu'une confirmation de cette hypothèse est donnée par la présence en d'assez nombreux points, de poches de "sidérolithique", argile rouge de décalcification sur les calcaires jurassiques de Crémieu : au N de Saint-Marcel, près de Vénérieu, au SE de Saint-Hilaire, enfin et surtout aux alentours de Saint-Alban de Roche. Ce dernier secteur renferme le célèbre gisement de mammifères dit de La Grive-Saint-Alban, dont la faune très riche (près d'une centaine d'espèces) est différente et plus ancienne que celle du Mont Luberon. On la considère comme vindobonienne et plus ou moins contemporaine de la faune de Sansan. Cette précision est très importante car comme le maximum de la transgression marine miocène est lui aussi vindobonien, cela transforme en quasi certitude notre précédente hypothèse, à savoir que "l'île Crémieu" formait bel et bien une île au Vindobonien.

Île ou presque-île ? Jusqu'où s'étendait vers le NE ce domaine exondé, ces "causses miocènes" suivant l'expression de J. Viret ? Il est difficile de se prononcer. Une chose d'abord paraît assez nette c'est que les dépôts non marins du Miocène supérieur (Tortonien fluvio-lacustre et conglomérats "pontiens") mordent un peu sur la région émergée : le lambeau de sable miocène de Vénérieu,

qu'on rapporte à la "molasse non marine" repose directement sur le Bajocien et est à peine à 10 km à vol d'oiseau de celui, encore plus réduit et de même nature, situé près du hameau de Certaux non loin de Crémieu.

Mais, au-delà, avant même la traversée du Rhône, aucun argument ne permet de se prononcer sur l'existence ou l'absence de communication, au Vindobonien, entre le "golfe bressan" et le chenal savoyard.

Le problème ne se pose pas pour le Burdigalien, puisque l'extension de ce dernier ne dépasse pas vers l'W la longitude de Voreppe - Champagnieux - Arbignieu - Chazeu. Mais étant donné l'absence de couches miocènes dans la moitié S du Jura oriental on ne peut guère se prononcer en ce qui concerne le Vindobonien inférieur (Helvétien).

Quant au Vindobonien supérieur (Tortonien), c'est en Suisse que paraît être la solution. La "molasse d'eau douce supérieure" renferme en effet une faune de mammifères d'âge Vindobonien ; comme elle surmonte une molasse marine à faune helvétique ("molasse" de Berne et de Saint-Gall, type de l'Helvétien), on en déduit, classiquement d'ailleurs, que la base de la molasse d'eau douce suisse correspond au Vindobonien supérieur des auteurs, c'est-à-dire à notre Tortonien marin. Cette faune de la molasse d'eau douce supérieure suisse (exemple : faune d'Oeningen) est effectivement, d'après les espèces qui la composent, plus ancienne que la faune des marnes et sables à lignite du Bas-Dauphiné (exemple Saint-Jean de Bournay), formation qui constitue notre Tortonien supérieur.

Ainsi donc la transgression tortonienne se serait arrêtée, dans sa marche vers la Suisse, quelque part entre Chimilin et Genève. L'absence de formations correspondantes fossilifères entre les deux régions ne permet pas de donner de précisions. Peut-être les sables tortoniens fossilifères de la région de Chimilin correspondent-ils eux-mêmes à l'extrémité de ce "golfe savoyard" dont ils mériteraient alors à peine l'adjectif.

D'autre part le Vindobonien de la Bresse (voir ante) possède, avons-nous vu, des caractères mi-saumâtres mi-marins. A la fin du Vindobonien (Tortonien) les influences marines devaient se réduire sérieusement dans ce secteur et le rivage franc ne devait pas se situer bien au N de la région de Jujurieux.

Le problème des communications marines au Tortonien à travers le Jura méridional paraît donc se réduire de la façon suivante : à la fin du Vindobonien la mer, régressive, se fermait en deux golfes septentrionaux, l'un bressan, l'autre savoyard, constituant les reliquats du grand sillon péri-alpin maintenant exondé en son milieu. Mais peut-être des communications directes existaient elles, ne serait-ce que temporairement, entre Moërestrel et Ambérieu...

5e CHAPITRE

LA REGION DE LA TOUR DU PIN

=====

La région de Bourgoin, La Tour du Pin, Pont de Beauvoisin et Morestel n'a pas été examinée dans l'étude générale du Miocène du Bas-Dauphiné. Elle constitue en effet un secteur où se différencient des faciès particuliers, souvent fossilifères d'ailleurs, qui permettent une étude complète et intéressante de la série miocène.

Paragraphe 1 : Etude de la série normale de la région de Pont de Beauvoisin
=====

- a - Le Burdigalien de la région de Sainte-Marie d'Alvey

De Saint-Béron à Champagnieux affleurent sur quelques dizaines de mètres d'épaisseur une molasse gréseuse et glauconieuse à faune burdigalienne. J'en ai donné une description sommaire au début de cette 3e partie (1er chapitre).

- b - L'Helvétien : sables de Pont-de-Beauvoisin

Au-dessus du Burdigalien affleure dans la région de Pont de Beauvoisin une grande épaisseur de sables, livrant localement quelques fossiles. Ce sont des sables grisâtres ou blanchâtres rarement jaunâtres, compacts, rarement grésifiés, à passées plus ou moins grossières et d'autres plus fines et micacées. Leur épaisseur, difficile à estimer, est grande, de l'ordre de 250 à 400 m. Ils sont fossilifères à Pont de Beauvoisin même : dans l'escarpement dominant la partie E de la ville (sorte de parking derrière la place de l'hôtel de ville) ; dans le talus de la R.N. 521 E (route de la Bridoire direction E) 200 m après les dernières maisons ; enfin dans le talus de la R.N. 516 A (route de Saint-Genix sur Guiers direction N), à 500 m après les dernières maisons.

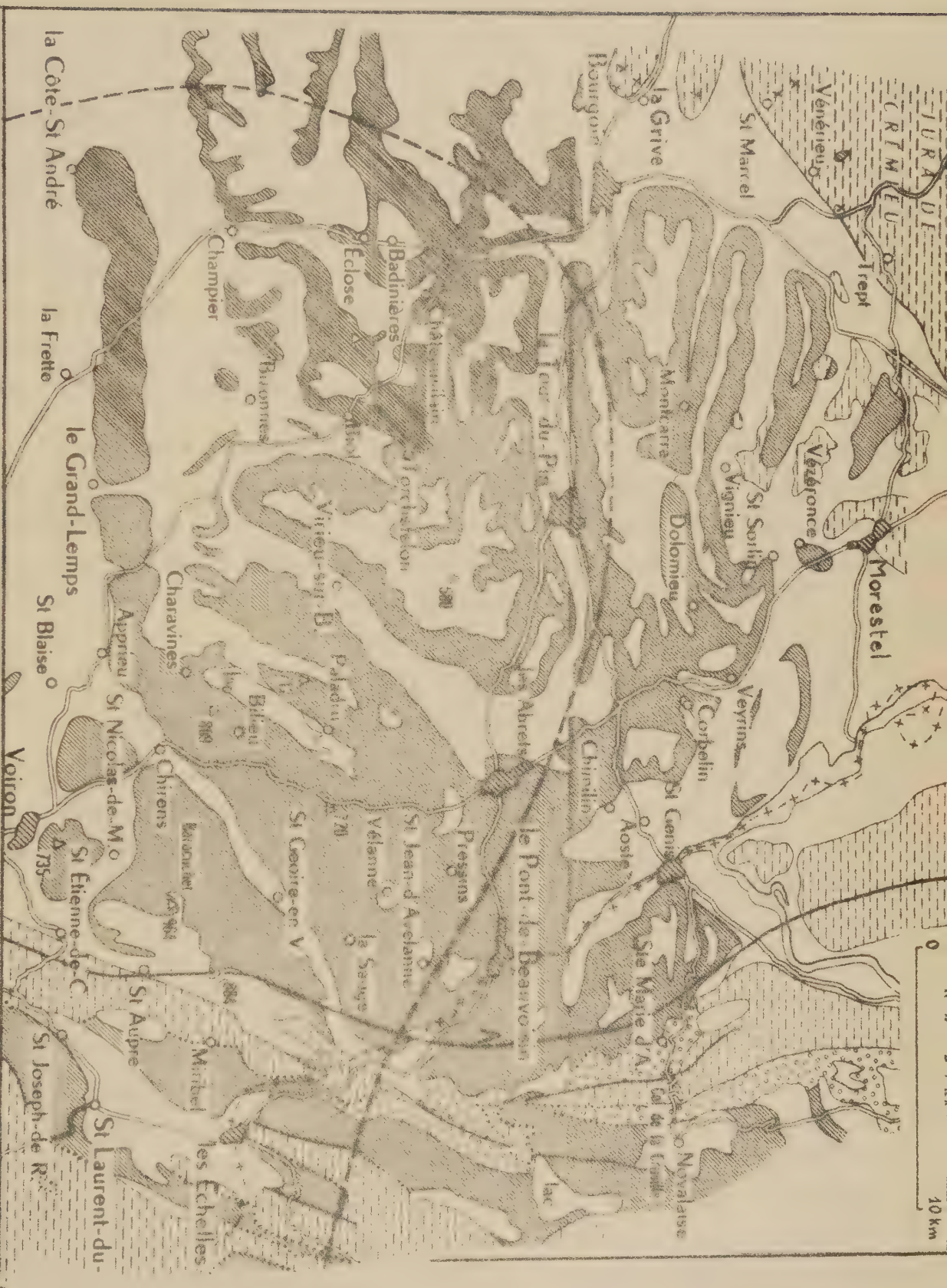


FIG. 21. — Carte du Miocène du secteur de la Tour du Pin.

En tirets, limite NW de la province conglomératique de Voreppe. Ligne A, limite W de l'extension du Burdigalien

Les sables renferment quelques petits cailloux épars, mal roulés, plus rarement de minces bancs de conglomérats. C'est une formation peu fossilifère. On y a cité : Natica helicina BR., Chlamys gentoni FONT. Personnellement dans les affleurements indiqués précédemment, j'ai trouvé des fragments de : Natica aff. helicina BR., Patella sp., Planorbis sp. de grande taille, Limnea sp., Helix sp. Il n'est pas possible étant donné l'état de conservation des coquilles, très fragiles par surcroît, de donner de détermination spécifique. Toujours est-il que la faune présente un caractère mixte, mi-littorale, mi-fluvio-lacustre, ce qui à ma connaissance n'avait pas été signalé.

C'est bien plus la position stratigraphique de ces sables que leur caractéristiques propres qui conduit à leur attribuer un âge Helvétien. Seule la présence d'une faune assez significative dans la formation superposée permet de faire une séparation valable au sein de tout cet ensemble Vindobonien.

- c - Le Tortonien marin : sables de Chimilin et faciès à Nassa michaudi de la région de Bourgoin

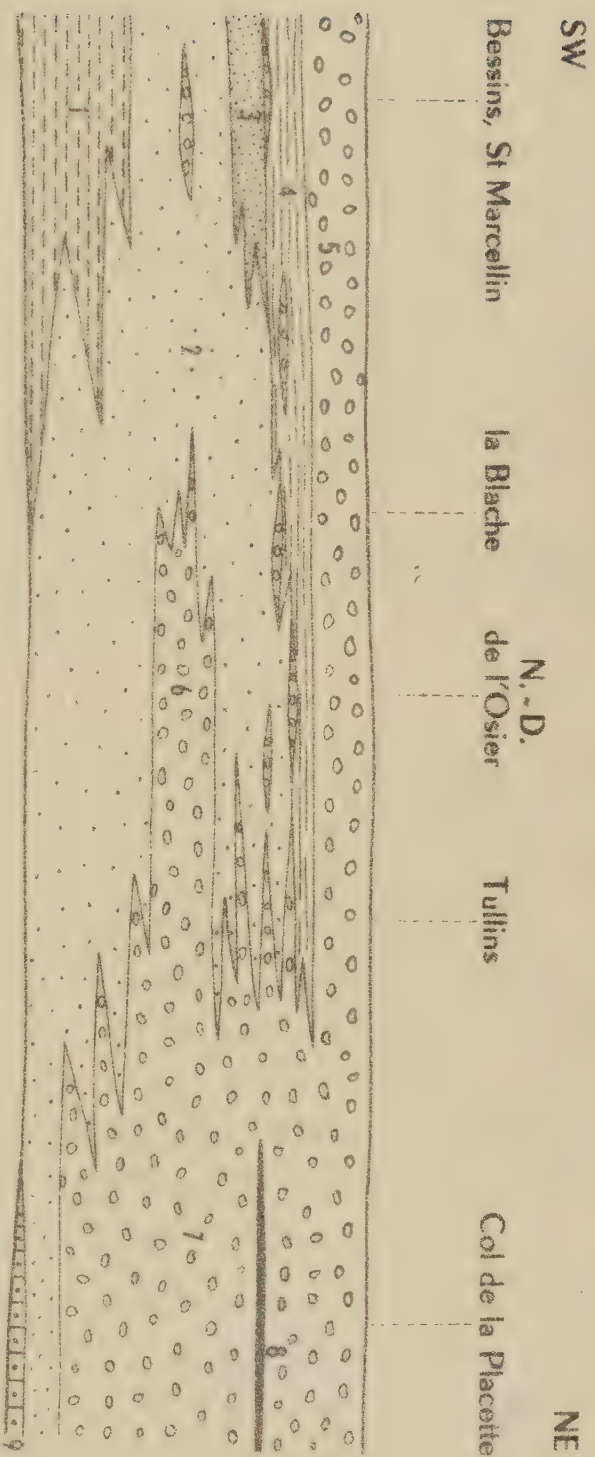
D'assez nombreux gisements, la plupart maintenant non productifs (Aoste, Saint-Sorlins, Veyrins etc ...) avaient livré entre Pressins et Saint-Sorlins une faune littorale assez riche, d'affinité nettement tortonienne. Ce sont des sables blanchâtres, uniformes, rarement grésifiés, de lithologie banale. Actuellement à ma connaissance, un seul gîte fournit des fossiles en bon état et pas trop rares : c'est celui situé au hameau de Bas-Leyssin, à 200 m dans la bifurcation de la R.D. 32 (branche N-S) allant au village de Chimilin. L'épaisseur de cette formation est d'environ une centaine de mètres. Si la faune qu'on peut trouver dans les affleurements actuels est peu abondante, celle récoltée par les anciens auteurs présente une certaine variété, ainsi qu'une parfaite analogie avec celle des sables de Tersanne, mise à part la fréquence des Nassa michaudi THIOL. Les "sables de Chimilin" sont donc stratigraphiquement et paléontologiquement d'âge tortonien.

A l'W de Saint-Sorlin les sables gris tortoniens disparaissent en direction du Jurassique des environs de Vasselin et Sermerieu. Au Château de Chapeau le Miocène supérieur fluvio-lacustre repose directement sur le Séquanien - Kimméridgien. A partir de Saint-Chef et dans toute la région de Bourgoin, le Tortonien réapparaît de nouveau, mais sous le faciès jaunâtre des sables à Nassa michaudi (épaisseur probable 25 m) avec Helix delphinensis FONT et Helix chaixi MICH.

Paragraphe 2 : Les formations conglomératiques de la région de la Tour
 =====
 du Pin (voir carte FIG. 21)
 =====

Au-dessus des formations précédentes, peu spectaculaires mais bien caractérisées du Vindobonien supérieur, affleure une puissante formation sableuse, marneuse ou conglomératique, qui occupe tous les plateaux au S et au NE de Bourgoin, au S et au N de la Tour du Pin, et de part et d'autre de la vallée de la Bourbre au S de Saint-André le Gaz. La nouvelle édition de la feuille géologique au 80 000 de Chambéry donne pour ce secteur des tracés et des indications insuffisants. En particulier il est inexact que la base de cette formation débute dans toute cette région à l'altitude de 270 m ; sa cote est irrégulière et la plupart du temps plus élevée. Par contre ces conglomérats s'épaississent par le bas en direction du SE vers Voreppe.

Essayons de débrouiller un peu la répartition stratigraphique des divers terrains qui constituent tout ce secteur. Pour cela, partons de la région de Bourgoin, où se trouve encore le niveau repère des sables à Nassa michaudi. Entre cette ville, le vallon et le plateau de Meyrie, d'une part, et le vallon de Nivolas - Vermelle par la Combe jusqu'au plateau des Badignières d'autre part, on peut relever les deux coupes suivantes, dans l'ordre stratigraphique :



Série du SW :

- 5 conglomérats "pontiens"
- 4 marnes lacustres à lignite du Tortonien supérieur
- 3 sables à Nassa michaudi du Tortonien saumâtre
- 2 sables marno-gréseux vindoboniens
- 1 marnes de Saint-Lattier de l'Helvétien inférieur

Série du NE :

- 8 marnes et lignites de Pompiers à Cérithes dans conglomérats ayant envahis le Tortonien
- 7 "Conglomérats de Voreppe", formation compréhensive
- 9 molasse burdigalienne

- A 100 m - conglomérats sablo-gréseux à éléments polygéniques formant la colline de Badinières (sommet 550 m) ;
- 15 m - conglomérats à bancs gréseux ;
- 20 m - sables gréseux jaunâtres à bancs conglomératiques.
- B 15 m - sables gréseux avec faibles lits de galets ;
- 40 m - sables gréseux jaunâtres ou blanchâtres ; la partie supérieure de cette assise forme avec la précédente une haute falaise qui domine La Combe ;
- 70 m - sables gréseux gris blanchâtres, plus rarement jaunâtres, entre le carrefour R.N. 85 - R.N. 520 (altitude 350 m) et l'aval de Nivolas-Vermelle (altitude 280 m) ;

dessous affleuraient les sables à Nassa michaudi THIOL., jadis fossilifères dans la sablière du hameau des Boissieux.

Deuxième coupe:

- B 60 m - sables gris blanchâtres ou jaunâtres, avec quelques lits de galets ; lacets de la R.D. 59 depuis le carrefour avec la R.N. 522 (altitude 317 m) jusqu'à Meyrie (plateau altitude 380 m) ;
- 50 m - sables gréseux gris blanchâtres, plus rarement jaunâtres avec rares galets formant en particulier la falaise dominant le faubourg S de Bourgoin ;
- sur 15 m - sables à Nassa michaudi THIOL. et Helix delphinensis FONT. à la base du coteau dominant le faubourg W de Bourgoin.

Une grande masse de sables gréseux pratiquement dépourvue de galets (120 m) existe donc dans la région de Bourgoin. C'est seulement au-dessus, après une alternance de 20 à 30 m, que se développent 100 à 120 m de conglomérats polygéniques. On peut donc avancer l'interprétation stratigraphique suivante pour ces formations :

- A - conglomérats pontiens (130 m minimum) ;
- B - Tortonien supérieur sablo-gréseux (120 m)
- Sables à Nassa michaudi (30 m)

Dans les plateaux entre Bourgoin et Montcarra on retrouve cette formation sablo-gréseuse et ce n'est que le sommet des collines (vers 400 m d'altitude) vers Montcarra et Rochetoirin qui montre les conglomérats. Ces derniers s'observent plus largement (épaisseur visible 120 m) vers Monceau et sur les pentes du Signal de Monceau (coté 512 m) du fait de leur plus grande altitude.

Dans la région de Dolomieu et de la Batie-Montgascon, on retrouve des sables gréseux gris-blanchâtres, assez épais, à rares galets et bancs marneux ; ils surmontent dans ce secteur les sables tortoniens fossilifères de Chimilin. A partir des Abrets et progressivement en direction de Saint-Geoirs en Valdaine, ils acquièrent vers le haut des bancs conglomératiques de plus en plus importants. On arrive à la coupe décrite précédemment entre la Sauge et Saint Jean d'Avelanne (voir 3e chapitre), coupe qui était la suivante :

- conglomérats "pontiens" (pars) 80 m ;
- Tortonien supérieur fluviolacustre (100 m), conglomérats à bancs marneux et sableux ;
- Tortonien saumâtre faciès Heyrieux (15 m) avec une énorme intercalation conglomératique (45 m) ;
- Tortonien marin
 - conglomérats gréseux (45 m) ;
 - conglomérats à bancs gréseux (55 m) correspondant latéralement à la partie supérieure des sables de Chimilin ;
 - sables de Chimilin (60 m) ;
- sables helvétiques de Pont-de-Beauvoisin (300 m).

Plus loin vers le SE l'invasion conglomératique intéressera vite la moitié supérieure du Vindobonien (Tortonien et Helvétien supérieur). On pénètre progressivement dans "la province conglomératique de Voreppe", dont les abords de Saint-Jean d'Avelanne représentent l'extrémité NNW.

Au SE de Bourgoin, en montant de Nivolas-Vermelle en direction de Chateaufort par la R.N. 520 on retrouve la succession originelle des terrains, marquée par une grande masse de sables

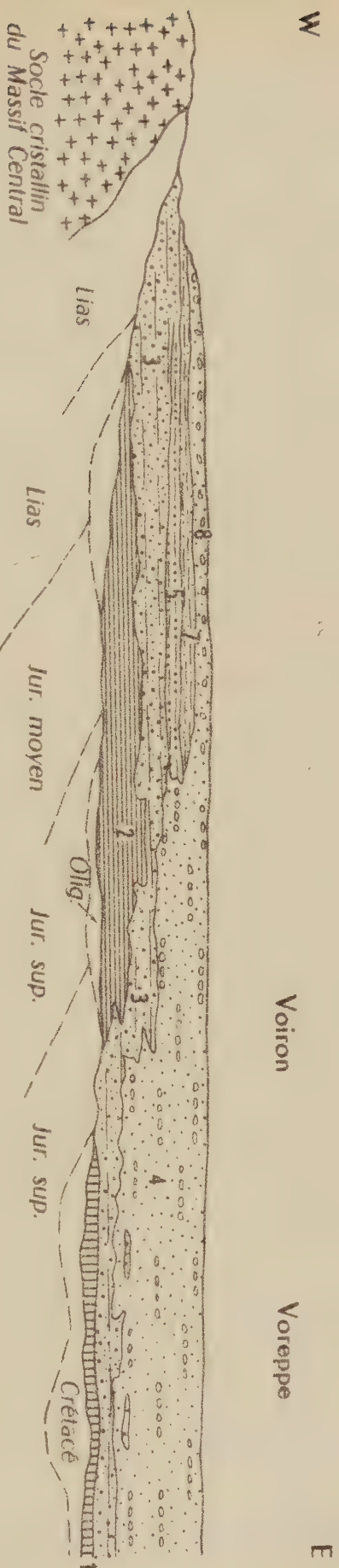


FIG. 23.

Coupe montrant les relations latérales et verticales des formations du Miocène à la latitude de Voreppe et l'intercalation progressive vers l'Est des conglomérats de Voreppe.

- 8 conglomérats à galets impressionnés "pontiens"
- 7 marnes et sables à faune fluvio-lacustre : Tortonien supérieur
- 5 Tortonien saumâtre ou marin à *Nassa michaudi*
- 4 conglomérats de Voreppe comprenant Vindobonien-Pontien
- 3 sables gréseux helvétiques
- 2 marnes de Saint-Lattier de l'Helvétien inférieur
- 1 Burdigalien calcaréo-molassique

gris (100 à 120 m) sous les conglomérats terminaux. Quant à ces derniers, ils sont épais : dans la montée vers Chateaufvilain et les collines vers Franchisson et Azimet, on leur donne une épaisseur de près de 200 m. On les recoupe en redescendant vers Biol et Bizannes, mais là, la série miocène devient de plus en plus conglomératique : le sondage de Biol (situé entre Biol et Torchefelon) permet la coupe schématique suivante :

- en affleurements (collines glaciaires à l'W de Biol) au moins 150 m de conglomérats ;
- 37 m conglomérat à ciment marno-sableux jaunâtre ;
- 146 m conglomérat à ciment sablo-marneux ;
- 354 m marnes sableuses molassiques jaunes.

Au total, on a entre 300 et 350 m de conglomérats, correspondant au "Pontien" et au Tortonien fluvio-lacustre, mais aussi à une partie du Vindobonien supérieur marin : nous revenons ici en effet sur le bord WNW de la province conglomératique de Voreppe. Les sondages de Bizannes et de Champier nous avaient montré précédemment l'intercalation des conglomérats dans le Vindobonien supérieur marin sous ceux du "Pontien".

Donc jusqu'à présent deux faits stratigraphiques sont à retenir. D'abord que les couches correspondant au Tortonien supérieur (fluvio-lacustre) sont sous forme de sables gréseux grisâtres. Deuxièmement qu'en direction du SE (vers Voreppe) ces sables deviennent conglomératiques, comme aussi le font progressivement sous eux ceux de la moitié supérieure du Vindobonien marin.

D'autres faits vont apparaître maintenant. Partons du sondage situé à 1 km au SW de la Tour du Pin, qui nous permet la coupe suivante :

- 200 m environ : conglomérats polygéniques (avec au sommet galets de quartzites roux du Pliocène) à bancs sableux ou marneux, gris ;
- (- 15 m - marnes grises, plus ou moins sableuses, à lits ligniteux (altitude 350 m) ;
- (
- (
- (

Torto-	)	
nien	(	
	)	- 20 m - sables gréseux gris avec quelques galets ;
	(	-170 m (pars) - alternance de conglomérats, de bancs gréseux
	)	gris, micacés et de bancs marno-sableux ;
	(	-120 m - sables gréseux, gris, avec quelques galets et traces
Hel-	)	de lignite ;
vétien	(	-145 m sables et grès gris marneux ;
	(	- 70 m - marnes finement gréseuses.

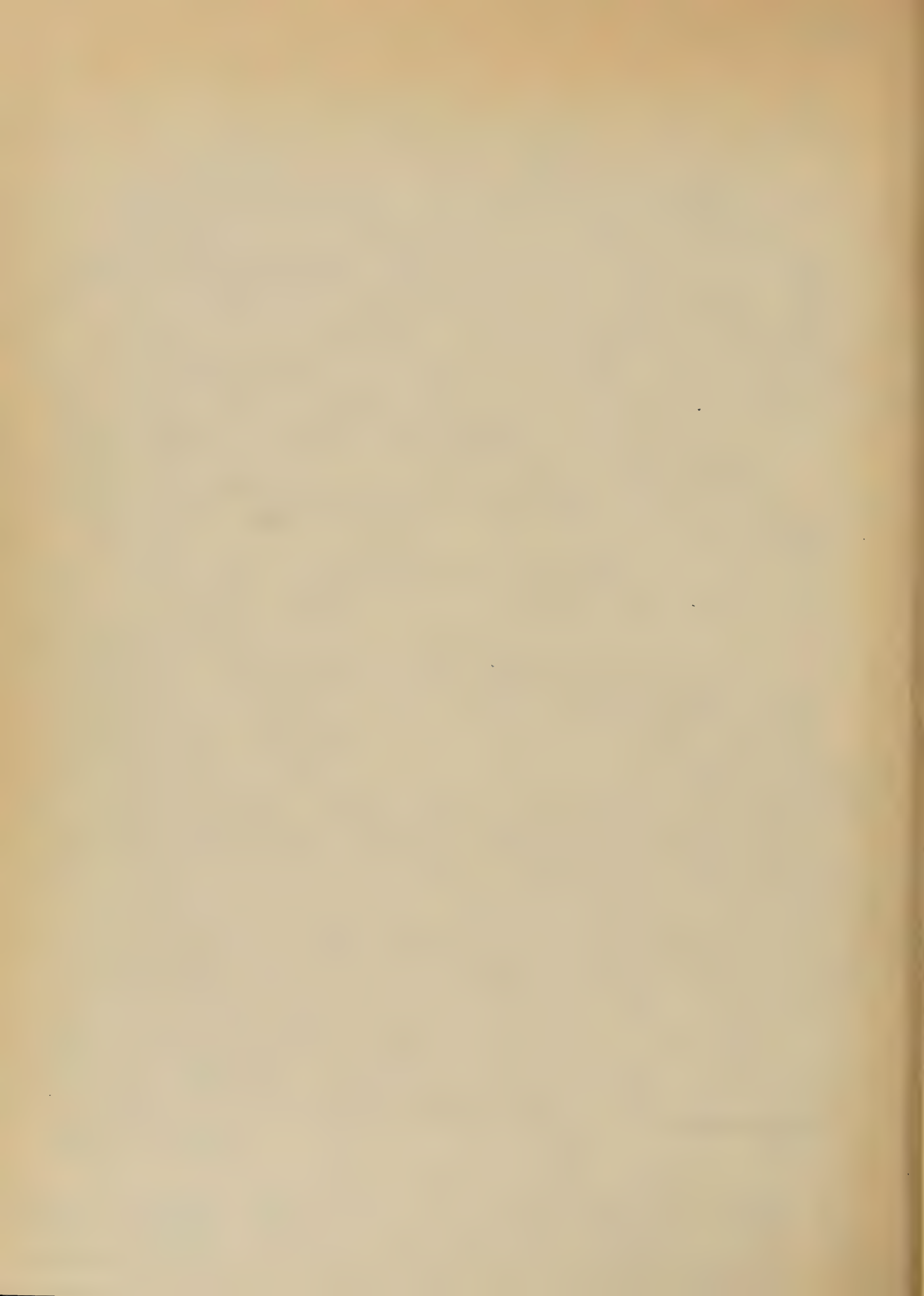
Nous notons dans cette coupe quatre choses intéressantes. D'abord des intercalations conglomératiques dans des sables gris analogues à ceux de Bourgoin : elles correspondent -nous l'avons déjà vu- à l'extrémité NW de la "province conglomératique de Voreppe", et intéressent le Tortonien fluvio-lacustre et une partie du Vindobonien supérieur marin (voir précédemment).

Deuxièmement, existence de niveaux marno-ligniteux, peu épais, à débris de faune dulçaquicole : il s'agit d'une lentille locale longue de 1,5 km. Présents à la cote 360 à la Tour du Pin, on les retrouve, en lentilles un peu plus développées, à quelques kilomètres à l'E, dans le secteur de Saint-André-le-Gaz. Elles montent ici à la cote d'environ 400 m. Les sables gris à bancs conglomératiques, qui les renferment à la partie supérieure, reposent sur les sables de Chimilin du Tortonien marin. Elles sont donc bien stratigraphiquement, attribuables au Tortonien supérieur fluvio-lacustre, comme dans le Bas-Dauphiné et le Lyonnais.

Troisième fait intéressant : grande épaisseur des conglomérats terminaux "pontiens" environ 200 m. Déjà à Chateaufort leur épaisseur était presque la même. Les pentes et les collines de part et d'autre de la vallée de la Bourlire donnent des observations analogues. Mais il semble qu'en aucun point ils ne dépassent de beaucoup cette épaisseur de 200 m. Les 500 m que donne à ce "Pontien" la notice de la feuille Chambéry paraissent nettement exagérés.

Dernier fait intéressant : la partie tout à fait supérieure de ces conglomérats terminaux montre sur environ 15-25 m, une lithologie différente : ciment très argileux, prédominance de





galets de quartzite roux de grande taille: il s'agit d'une formation tout à fait comparable à la glaise pliocène de Chambarrand. Cette formation existe en nombreux placages sur toutes les hauteurs aux alentours de Champier, Bizones, Paladru, La Sauge ; elles sont bien notées sur la feuille géologique Grenoble au 80 000 ème.

Il s'agit, dans les hautes collines au S de la Tour du Pin et des Abrets, de lambeaux de cette même formation. Ils sont dans le prolongement topographique des placages précédemment cités. Ils témoignent d'une extension plus septentrionale que celle connue jusqu'ici de la "glaise pliocène de Chambarrand". Elle n'est pas distinguée sur la feuille Chambéry au 80 000 ème.

Voici les principaux caractères stratigraphiques de la série miocène de la région de la Tour du Pin.

Paragraphe 3 : Examen rapide de la série miocène du synclinal de Novalaise
 =====
 laise
 =====

Il est intéressant de compléter l'étude précédente par l'examen du synclinal de Novalaise, situé un peu plus à l'ENE. Il est séparé du secteur de la Tour du Pin par l'anticlinal faillé du Jurassique de la Crusille, relayé par l'anticlinal faillé de Saint Béron, tous deux très étroits.

La série miocène de Novalaise débute par un Burdigalien bien développé sous forme de molasse gréseuse à Chlamys praescabriuscula FONT. (épaisseur 50 m). Dessus, forte épaisseur de sables gréseux, gris ou jaunâtres, vindoboniens, aux affleurements rares et très largement recouverts par du Glaciaire.

Au sommet, série marneuse et sableuse, à lits de galets et niveaux ligniteux (lignite de Novalaise). Elle est surmontée par des conglomérats. L. Moret les considère à juste titre comme équivalents du "Pontien" s.l. c'est-à-dire respectivement de notre Tortonien supérieur fluvio-lacustre et du "Pontien s.s.". La présence de cette bande de Miocène supérieur sur le flanc E du

synclinal doit faire considérer ce dernier comme dissymétrique. En particulier l'étude du secteur à l'E de Novalaise est à reprendre ; la feuille Chambéry au 80 000 ème indique en effet ce Miocène supérieur en contact normal avec le Burdigalien et même en un point directement avec le Crétacé. Cela paraît curieux. Il semble plus logique, et mieux dans le style tectonique de la région de considérer la partie médiane de l'anticlinal du Mont du Chat comme déversée sur le flanc E du synclinal de Novalaise.

